



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

**EVALUACIÓN DE LA PREDICTIBILIDAD DEL TIEMPO ATMOSFÉRICO EN
EL VALLE DE MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

LUIS CLEMENTE LÓPEZ BRAVO

TUTOR

VÍCTOR O. MAGAÑA RUEDA (IGg UNAM)

JURADO

Fernando García García (CCA UNAM)

Erika Danaé López Espinoza (CCA UNAM)

José Antonio Salinas Prieto (IMTA)

María Tereza Cavazos Pérez (CICESE)

Ciudad Universitaria

Diciembre 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Resumen

El cambio en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos de precipitación y de temperatura experimentados en las últimas décadas en el Distrito Federal ha llevado a desarrollar esquemas de alerta temprana. Por este motivo es necesario conocer la habilidad y con ello la confianza del pronóstico numérico del tiempo para el centro de la República Mexicana. Se realizaron experimentos en modo de pronóstico con el modelo de mesoescala WRF con una resolución de $12 \text{ km} \times 12 \text{ km}$. Para el invierno se consideraron eventos durante el mes de marzo de 2015 y para el verano se tomó el mes de julio de 2014. Fue necesario verificar la descripción de los parámetros estáticos en el modelo WRF, así como establecer un periodo de ajuste previo a la inicialización del pronóstico para obtener una condición inicial corregida y ajustada a la dinámica descrita en el modelo WRF, empleando un esquema simple de asimilación de datos *nudging*. Se construyeron campos observados a la misma resolución de los experimentos para realizar la comparación directa entre los campos de temperatura y precipitación. Se encontró que a diferentes grados de urbanización se inducen cambios en las variables termodinámicas, en las circulaciones locales que tienen impacto en el ciclo diurno de la temperatura, del viento y de la precipitación. En el caso de la variable de precipitación, la habilidad del pronóstico durante la época de invierno resulta ser más alta por tratarse de sistemas organizados, a diferencia del verano en donde los sistemas que dan origen a la precipitación están caracterizados por ser complejos convectivos. Finalmente, la configuración implementada en el modelo permitió ajustar el campo de precipitación a la componente orográfica, siendo el principal modo de variabilidad (EOF) para el Distrito Federal. A pesar de los avances logrados, los errores relacionados con la descripción en las parametrizaciones de la convección y la microfísica en el modelo WRF continúan siendo una importante fuente de incertidumbre en el pronóstico del tiempo para el Distrito Federal.

Abstract

Changes in the frequency and intensity of severe weather events of rainfall and temperature experienced in the last several decades in México City have led to development of Weather Warning Systems. Therefore, it is necessary to know the skill and the reliability of the weather forecast system for the Mexico City basin. In this research, tests of weather forecasts were made using the WRF mesoscale model, with a resolution of $12 \text{ km} \times 12 \text{ km}$. Tests were made for the winter time considering extreme weather events that occurred during March of 2015, and for the summer time considering events during July of 2014. It was necessary to verify the description of the WRF model static parameters using a data assimilation scheme known as nudging. Observed fields of temperature and precipitation were built to the same resolution as the forecasted fields to allow direct comparison between them. It was found that with different degrees of urbanization, and associated changes in the thermodynamic and dynamic variables, local circulations that impact the diurnal cycle of temperature, precipitation, and the wind field are induced. The model skill to forecast the precipitation field is higher during the winter than during the summer, because during the former more organized weather systems occur. Finally, the implemented configuration in the model allows adjustment of the precipitation field to the orography, which is the principal mode of variability (EOF) over Mexico City. Although there is progress, errors related to the depiction of convection parameterizations and microphysics in the WRF model continue to be an important source of uncertainty in weather forecasts in this region.

*Esta tesis
está dedicada a María Luisa, Rafa, Armenia,
a todas y todos aquellos que han partido.*

Agradecimientos

Al Dr. Víctor Magaña, por la dirección de esta tesis, por su enseñanza, tiempo, paciencia, confianza y amistad. Por mostrarme la importancia de la Meteorología en México y el gusto por aprender.

Al Dr. Ernesto Caetano, por su apoyo, consejos, amistad y paciencia. Por todas sus observaciones y aportaciones a este trabajo, por su siempre buena disposición a atender mis dudas y por todo el dialogo que siempre llevó a nuevas ideas para esta tesis.

A mis sinodales, Dr. Fernando García García, Dra. Erika Danaé López Espinoza, Dr. José Antonio Salinas Prieto, Dra. María Tereza Cavazos Pérez, por el tiempo dedicado a la revisión de esta tesis y a todas sus valiosas sugerencias.

Al Dr. Tomás Morales Acoltzi, por su amistad y todo su apoyo.

Al Ing. Gustavo Vázquez Cruz, por los buenos momentos en mi paso por el Grupo de Clima y Sociedad.

A todos mis compañeros del Grupo de Clima y Sociedad del Instituto de Geografía, por los buenos momentos que he pasado con ustedes.

Agradecimientos académicos

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por todo su apoyo en mi formación académica y a la que estoy muy orgulloso de pertenecer.

Al **Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM**, por el apoyo brindado en mis estudios de Maestría.

Al **Instituto de Geografía de la UNAM** por permitirme realizar este trabajo de tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACYT**), por otorgarme la Beca para el Programa de Maestría en Ciencias de la Tierra, con N° **346260**.

A los apoyos financieros adicionales para este trabajo, provenientes de los proyectos:

PAPIIT-IN106815, bajo el nombre “*Análisis de flujo de humedad y lluvias en el Valle de México*”.

CONACYT-208637, bajo el nombre “*Visualizador de información satelital para tendencias ambientales y clima (VISTA-C)*”.

Tenéis derecho a trabajar, pero sólo por amor al trabajo. No tenéis derecho a los frutos del trabajo. El deseo de los frutos del trabajo no debe ser nunca vuestro motivo para trabajar.

Tampoco cedáis nunca a la pereza. Realizad todos vuestros actos con el corazón [...]. Renunciad a la codicia por los frutos. Sed equilibrados en el triunfo y en el fracaso; porque este equilibrio en el ánimo es lo que significa el yoga. El trabajo hecho con preocupación por los resultados es muy inferior al trabajo hecho sin esa preocupación, con la calma de la auto-renunciación. Buscad refugio en el conocimiento [...]. Aquellos que trabajan egoístamente por los resultados son infelices.

BHAGAVAD GITA

Índice general

1. Introducción	16
1.1. Importancia de la información meteorológica de calidad	16
1.2. Cambio en los valores extremos de temperatura y precipitación en el Valle de México	18
1.3. El pronóstico numérico del tiempo en el Valle de México	20
1.4. Objetivos	26
2. Datos y Metodología	27
2.1. Datos puntuales en superficie y en altura	27
2.1.1. Información histórica	27
2.1.2. Base de datos CLICOM (<i>CLimate COMputing</i>)	28
2.1.3. Redes de estaciones meteorológicas en superficie	28
2.1.4. Integración de la información en superficie	29
2.1.5. Información de la red de observaciones en altura (RAOBS)	31
2.2. Campos observados de temperatura y precipitación	33
2.2.1. Estimaciones de precipitación por satélite (CMORPH-CPC-NOAA)	33
2.2.2. Datos del <i>North American Regional Reanalysis</i> (NARR-NCEP)	35
2.2.3. Esquema de corrección análisis objetivo tipo Cressman	35
2.2.4. Base de datos de precipitación	36
2.2.5. Bases de datos de temperatura máxima y temperatura mínima	37
2.3. El modelo de pronóstico	38

2.3.1.	El modelo de mesoescala <i>Weather Research and Forecasting</i> (WRF) . . .	38
2.3.2.	El diseño de los experimentos	39
2.3.3.	Inicialización del modelo de mesoescala WRF	40
2.3.4.	Corrección de la condición inicial en el modelo WRF	43
2.3.5.	Método de inicialización usado en el modelo WRF	44
2.3.6.	FDDA <i>Nudging Newtonian relaxation</i>	46
2.3.7.	FDDA <i>Nudging</i> -estaciones	47
2.3.8.	FDDA <i>Nudging-grid</i> versión 3D	48
3.	Resultados	49
3.1.	Actualización de parámetros en superficie	49
3.1.1.	Impacto del uso de suelo en el pronóstico	49
3.1.2.	Temperatura de <i>skin</i> en el modelo WRF	52
3.1.3.	Verificación de temperatura del aire a 2 m	54
3.2.	Circulación de valle-montaña en el Distrito Federal	57
3.3.	Impacto de la calidad de la condición inicial en las circulaciones de mesoescala	62
3.4.	Caso de estudio de un sistema frontal sobre el centro de la República Mexicana	65
3.4.1.	Experimento, caso del 11-12 de marzo de 2015	65
3.4.2.	Evaluación de variables meteorológicas en superficie	68
3.4.3.	Precipitación	71
3.5.	El modelo de mesoescala WRF condición de verano para el Distrito Federal .	76
3.5.1.	Pronóstico de temperatura máxima, media y mínima	76
3.5.2.	Contenido de agua precipitable	77
3.5.3.	Caso de estudio del 16 de julio de 2014	81
3.6.	Verificación espacial del pronóstico de precipitación	90
4.	Conclusiones	93
4.1.	La predictibilidad del modelo WRF	93

4.2. Trabajo futuro	97
A. Información de estaciones	99
Bibliografía	107

Índice de figuras

1.1. El papel de los centros de pronóstico y del Servicio Meteorológico Nacional en el pronóstico y alerta temprana ante eventos de tiempo severo. Tomado y modificado del <i>The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> (ECMWF)	18
1.2. El índice de onda de calor (número de casos), muestra el cambio en el número de eventos bajo la condición de onda de calor (Jáuregui, 2000): (a) periodo 1986-1997, (b) periodo 1998-2009, el cual muestra una intensificación en la décadas más recientes, consistente con el efecto asociado a la urbanización y cambio de uso de suelo,	20
1.3. Análisis de precipitación, (a) número de eventos de precipitación mayor que 30 mm por año (frecuencia), en el periodo 1890-2003 en el observatorio de Tacubaya (base de datos histórica del Servicio Meteorológico Nacional), y (b) frecuencia de eventos de precipitación intensos mayor que 20 mm/h de julio a septiembre, en el periodo de 1939-1989 (Jáuregui, 2000) y el periodo de 1995 a 2014 (estación Triángulo del Sistema de Aguas de la Ciudad de México)	21
1.4. Precipitación acumulada mensual (mm) observada (izquierda), y simulada por el modelo de mesoescala MM5 (derecha)	23
1.5. Modos de variabilidad EOF para (a) observaciones, con varianza de 34.2% y (b) modelo de mesoescala MM5, con varianza de 27.6%	25
2.1. Ubicación de las estaciones meteorológicas automáticas tomadas del portal del SMN	30

2.2. Errores encontrados en la base de datos de las EMAS-SMN, (a) error en la variable de temperatura (°C) de la estación automática ubicada en Chinipas, Chihuahua; (b) datos crudos de temperatura, estación Cerro de Catedral, Estado de México; (c) corrección realizada a las series de tiempo, de la variable de temperatura estación Cerro de Catedral, Estado de México	32
2.3. Ubicación de las estaciones de sondeo obtenido de RAOBS	33
2.4. Radio de influencia empleado en una iteración del esquema de correcciones sucesivas del tipo Cressman	37
2.5. Ajuste de temperatura, campo de temperatura a 2 m (°C) obtenido de NARR (izquierda), y ajuste del campo de temperatura a 2 m (°C) (derecha)	38
2.6. Dominio usado en los experimentos con el modelo de mesoescala WRF	40
2.7. Comparación del campo de temperatura a 2 m (°C) antes y después de la corrección: (a) del modelo GFS, (b) del modelo GFS corregido empleando el análisis objetivo tipo Cressman y (c) perfil de humedad relativa (%) del modelo GFS (en verde) y del modelo GFS corregido con información de radiosondeos (en café)	45
3.1. (a) Descripción de la mancha urbana a 12 km, empleando la base de datos geográficos del módulo WPS y (b) modificación de la mancha urbana a 12 km, empleando información de INEGI-2005-2010	50
3.2. Experimento de sensibilidad en donde se modificó la descripción de la mancha urbana para la Ciudad de México. En sombreado se presenta la diferencia de la temperatura del aire a 2 m (°C) entre el experimento de control y modificado para el mes de julio de 2014 a las 17:00 UTC. Los vectores muestran la diferencia del viento a 10 m (m/s) entre los experimentos realizados para el mes de julio de 2014	53
3.3. Comparación de la temperatura de skin (°C) para el día 21 de julio de 2014 entre los experimentos con el modelo WRF, (a) experimento de control, (b) experimento modificando el uso de suelo y (c) observación MODIS	55

3.4. Diagrama de dispersión de temperatura del aire a 2 m (°C) a escala horaria en diferentes regiones de la ZMVM (julio de 2014). Puntos de color azul corresponden al experimentos de WRF-control y puntos de color naranja corresponden a la versión WRF-modificado	58
3.5. Campo de viento a 10 m (m/s) obtenido del experimento WRF _{MODIFICADO} , vectores en rojo corresponden a observaciones de estaciones en superficie (a) de la circulación matutina valle-montaña 18:00 UTC del 31 de julio de 2014 y (b) de la circulación vespertina montaña-valle 02:00 UTC del 01 de agosto de 2014	60
3.6. Corte meridional de temperatura a 2 m (°C) de latitud 19.1°N a 19.8°N y longitud 99.1°W del modelo WRF _{CONTROL} . Evolución temporal de 13:00 UTC del 31 de julio de 2014 a 12:00 UTC del 01 de agosto de 2014	62
3.7. Perfil de magnitud de viento horizontal del experimento WRF (el eje vertical representa la altura (km) y el eje horizontal es la magnitud del viento en (m/s), el eje negativo representa la simulación de la velocidad de descenso durante la tarde-noche, la región positiva significa la velocidad de ascenso de la componente diurna. La línea púrpura se situó sobre el centro de la Ciudad de México, la línea azul en Álvaro Obregón, la línea beige sobre Topilejo y la línea café en el Ajusco	63
3.8. Campo de viento (m/s) a 600 mb para el tiempo 24 de pronóstico. Experimento de condición inicial 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015, (a) modelo GFS, (b) modelo NAM y (c) modelo NCEP-FNL	66
3.9. Evolución del Frente Frío N°41, en contornos el campo de altura geopotencial (m) a 500 mb y en sombreado la vorticidad relativa (10^{-5} /s) a 500 mb, (a) 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 NARR, (b) 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 WRF, (c) 00:00 UTC del 12 de marzo de 2015 NARR, (d) 00:00 UTC del 12 de marzo de 2015 WRF, (e) 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015 NARR y (f) 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015 WRF	69

3.10. Comparación entre observaciones en superficie y variables modeladas del evento frontal para el periodo 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015, (a) temperatura a 2 m (°C), (b) sesgo de la temperatura a 2 m (°C), (c) humedad relativa a 2 m (%) y (d) magnitud del viento a 10 m (m/s)	72
3.11. Precipitación acumulada y precipitación modelada del evento frontal para el periodo 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015, (a) estación Tres Marías, Morelos, (b) estación Ecoguardas, (c) estación Tezontle y (d) estación Presa Madín	74
3.12. Campos de precipitación total acumulada (mm), observada y pronosticada para el periodo de 24 horas de integración (12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 06:00 UTC del 12 de marzo de 2015), (a) observación construida a partir de estaciones del SMN, SACMEX y CMORPH, (b) pronóstico de precipitación acumulada 24 horas, obtenida del esquema BMJ, y (c) pronóstico de precipitación acumulada 24 horas, obtenida del esquema KF	75
3.13. Campo de temperatura a 2 m (°C) pronosticada y observada para el mes de julio de 2014	78
3.14. Contenido de agua precipitable (mm) a las 18:00 UTC del 20 y 21 de julio de 2014, observado NASA y modelado WRF	80
3.15. Secuencia de imágenes de satélite infrarrojo izquierda para el experimento de las 06:00 UTC del 16 de julio a las 12:00 UTC del 17 de julio de 2014, pronóstico de la variable <i>Cloud fraction</i>	82

3.16. Perfil obtenido del radiosondeo de la estación de Tacubaya a las 00:00 UTC del 17 de julio de 2014 y de los experimentos realizados, (a) perfil de temperatura del aire (°C) (línea continua) y temperatura de punto de rocío (°C) (línea discontinua), en negro radiosondeo Tacubaya, en azul sondeo virtual del modelo WRF usando el esquema de convección KF; (b) radiosondeo Tacubaya, en rojo sondeo virtual del modelo WRF usando el esquema de convección BMJ; (c) perfil de humedad relativa (%) se respetan los colores de las figuras anteriores	84
3.17. Secuencia horaria del evento de precipitación ocurrido entre las 22:00 UTC del 16 de julio de 2014 a las 02:00 UTC del 17 de julio de 2014. Se presenta el patrón de precipitación observado (izquierda), patrón pronosticado con el modelo WRF (centro), y convergencia de humedad (kg/kg/s) 1e-5 en sombreado y convergencia de flujo de humedad (kg/m/s) a 700 mb en vectores (derecha). En el caso de los patrones de precipitación únicamente se considera la ocurrencia del evento, debido al sesgo del modelo a sobrestimar las tasas horarias de precipitación	86
3.18. Precipitación acumulada entre las 12:00 UTC del 16 de julio de 2014 a las 12:00 UTC del 17 de julio de 2014, (a) precipitación acumulada observada (mm), (construcción a partir de datos de observaciones del SACMEX y SMN) y (b) precipitación acumulada pronosticada con el modelo WRF	88
3.19. Análisis de estabilidad para el centro de la Ciudad de México del (a) experimento empleando la parametrización KF, sombreado $-\delta\Theta_e/\delta p$ (K/mb) y en contornos se presenta la humedad relativa (%) y (b) experimento empleando la parametrización BMJ, en sombreado $-\delta\Theta_e/\delta p$ (K/mb) y en contornos la humedad relativa (%)	90
3.20. Análisis de EOF del campo de precipitación para el mes de julio de 2014, (a) EOF construido a partir de observaciones en superficie y (b) EOF del campo de precipitación pronosticado	91

4.1. Secuencia usada en el proceso de corrección y ajuste de los campos campos meteorológicos durante la integración del pronóstico de tiempo	95
---	----

Capítulo 1

Introducción

1.1. Importancia de la información meteorológica de calidad

La frecuencia y el impacto de los desastres relacionados con el tiempo meteorológico severo en el Distrito Federal han ido en aumento en las últimas décadas. Diversos estudios (Jáuregui, 2000; Magaña y Neri, 2007; López-Bravo, 2012; Aquino, 2012) han documentado el cambio en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos de precipitación, ondas de calor e inundaciones. Estos eventos se presentan con mayor frecuencia e intensidad en la actualidad. Aunque los pronósticos no pueden prevenir los desastres, contar con esquemas de alerta temprana es vital para que las autoridades tomen las medidas necesarias para mitigar los efectos de estos eventos. Por lo tanto, el objetivo final de los productos de calidad generados a través de un esquema de pronóstico operativo radica en que la información resultante influya en las decisiones relacionadas con la protección de la vida y los bienes, lo que se traducirá en un aumento del bienestar socio-económico, del entorno y del medio ambiente. En distintos países se ha demostrado el valor de los pronósticos del tiempo meteorológico en la emisión de la alerta temprana de eventos extremos y en la toma de decisiones a corto plazo. También se han observado importantes avances en la gestión del riesgo cuando esquemas de este tipo se implementan en países en vía de desarrollo (Brunet et al., 2010). A través de esquemas basados en información meteorológica de calidad (Fig.

1.1) (e.g. los sistema de alerta temprana de ondas de calor, tormentas severas, huracanes, etc.), en combinación con información de variables biofísicas y socio-económicas, y con la interacción de entidades gubernamentales y de la población, tendrá como consecuencia una buena toma de decisiones (Shapiro et al., 2010). Sin embargo, en la actualidad existe tendencia a la subutilización de la información meteorológica por la falta de instrucción sobre cómo usar la información en el contexto de la toma de decisiones y, por otro lado, no se cuenta con una metodología clara de evaluación de los diversos esquemas de pronóstico del tiempo para el Distrito Federal. Existe una serie de factores que hace difícil que los tomadores de decisiones aprovechen plenamente la información científica, de manera que la ciencia sea capaz de cubrir todas las necesidades de los usuarios de la información (Morss et al., 2005; Rayner et al., 2005; Morss et al., 2008). Aún así, se han demostrado los potenciales beneficios en la implementación de esquemas de alerta temprana teniendo como base información meteorológica de calidad.

En la actualidad se cuenta con el diagnóstico de variables meteorológicas de temperatura, de humedad, de viento y de precipitación, lo que ha permitido caracterizar eventos meteorológicos como las ondas de calor, la distribución espacial de eventos de precipitación extrema y un análisis de la dinámica de tormentas en la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) (López-Bravo, 2012; Aquino, 2012). Con lo anterior se ha logrado avanzar en la construcción de información de calidad a nivel observacional. En el caso de la modelación y del pronóstico numérico del tiempo, se cuenta con diversos esquemas de pronóstico operativo, pero no se ha determinado el nivel de predictibilidad de los modelos de mesoescala como el *Weather Research and Forecasting* (WRF), y es en este tópico que se centra el interés de la presente investigación.

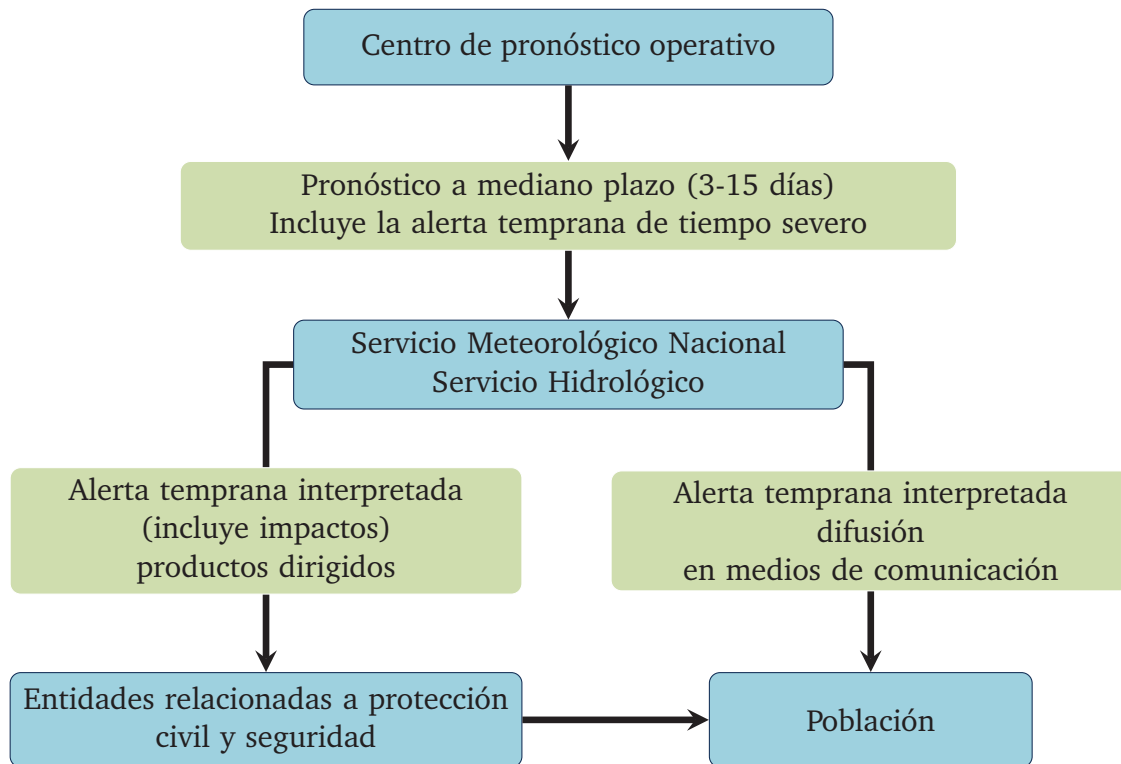


Figura 1.1: El papel de los centros de pronóstico y del Servicio Meteorológico Nacional en el pronóstico y alerta temprana ante eventos de tiempo severo. Tomado y modificado del *The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*

1.2. Cambio en los valores extremos de temperatura y precipitación en el Valle de México

La ZMVM presenta condiciones complejas en términos del tiempo meteorológico. Al ser la región más poblada del país, con 20 millones de habitantes (INEGI, 2010), los fenómenos meteorológicos afectan a millones de personas, y que tienen como consecuencia la ocurrencia de deslizamientos, inundaciones, problemas de calidad del aire, y otros parámetros. Lo que lleva a pensar en la utilidad del pronóstico del tiempo en las medidas de prevención y de gestión del riesgo.

La Ciudad de México está situada sobre el Eje Neovolcánico Mexicano, en una planicie elevada con altura promedio de 2240 metros sobre el nivel medio del mar. Se encuentra rodeada de montañas y volcanes al poniente, al sur y al este. Dentro del valle la ciudad se encuentra asentada al pie de los volcanes, siendo un elemento importante en los cambios termodinámicos y dinámicos de la región. En la ZMVM ocurren diversos fenómenos de gran interés meteorológico (eventos extremos de precipitación, ondas de calor, viento extremo, granizadas, etc.), resultando en un reto mayor en términos de modelación de la atmósfera sobre la porción central de la República Mexicana.

La Ciudad de México se ha caracterizado por un acelerado crecimiento urbano desde la década de 1970, continuando dicho crecimiento hasta el presente. El efecto de la urbanización y el cambio de uso de suelo han provocado alteraciones en las condiciones atmosféricas que dan origen a un clima de isla de calor¹ en la Ciudad de México (Jáuregui, 2000), que actúa como un forzante local por la cantidad de energía almacenada durante el día por la ciudad, y la liberación de ésta por la tarde noche. Este efecto se observa en los valores extremos de temperatura máxima en superficie. A través del índice de onda de calor² (Fig. 1.2) se puede cuantificar el impacto del cambio de uso de suelo y la urbanización en las condiciones extremas de la temperatura en la ZMVM. Es posible observar los efectos de la urbanización en las circulaciones de pequeña escala en la atmósfera que se inducen a causa del calentamiento diferencial, teniendo un impacto significativo en la dinámica de mesoescala de la región, modificando con ello la estructura de la capa límite planetaria y formando zonas de convergencia, además de inducir cambios en las condiciones de estabilidad con repercusiones en la calidad del aire. También actúa como forzante en la generación de tiempo severo, en especial para la formación y desarrollo de tormentas convectivas.

1. La capa más superficial de aire sobre las ciudades generalmente es más caliente que sus alrededores. Cuando las isotermas son graficadas, los patrones muestran la dependencia de la temperatura con la topografía, pero en el caso de regiones urbanas ese patrón corresponde a la *isla de calor*, producto de la urbanización (Oke, 1982, 1987).

2. Un evento de *índice de onda de calor* se presenta cuando existe una secuencia de dos o más días en que la temperatura asciende a 30°C o más en la ZMVM. El índice ha sido calculado pensando en el confort de una persona que habita el Altiplano Mexicano (Jáuregui, 2000).

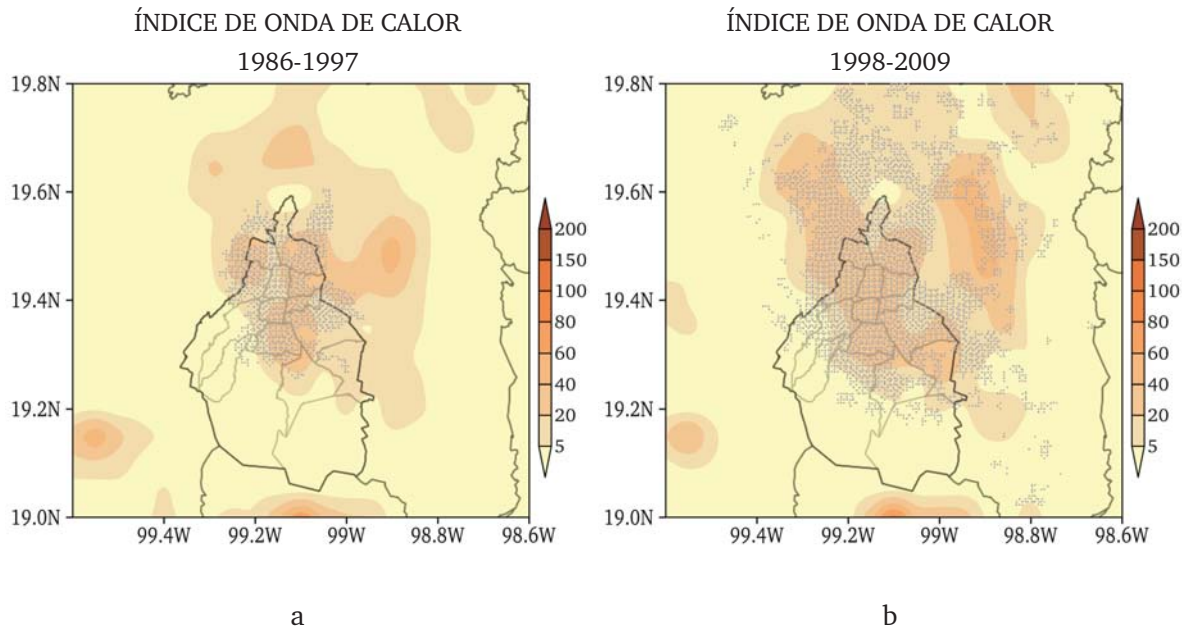
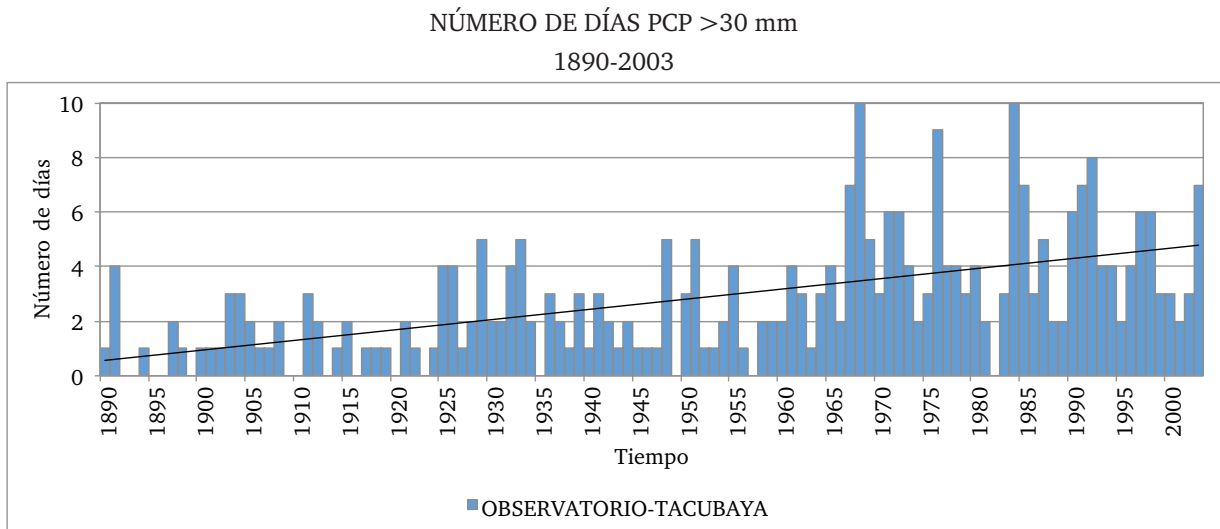


Figura 1.2: El índice de onda de calor (número de casos), muestra el cambio en el número de eventos bajo la condición de onda de calor (Jáuregui, 2000): (a) periodo 1986-1997, (b) periodo 1998-2009, el cual muestra una intensificación en la décadas más recientes, consistente con el efecto asociado a la urbanización y cambio de uso de suelo,

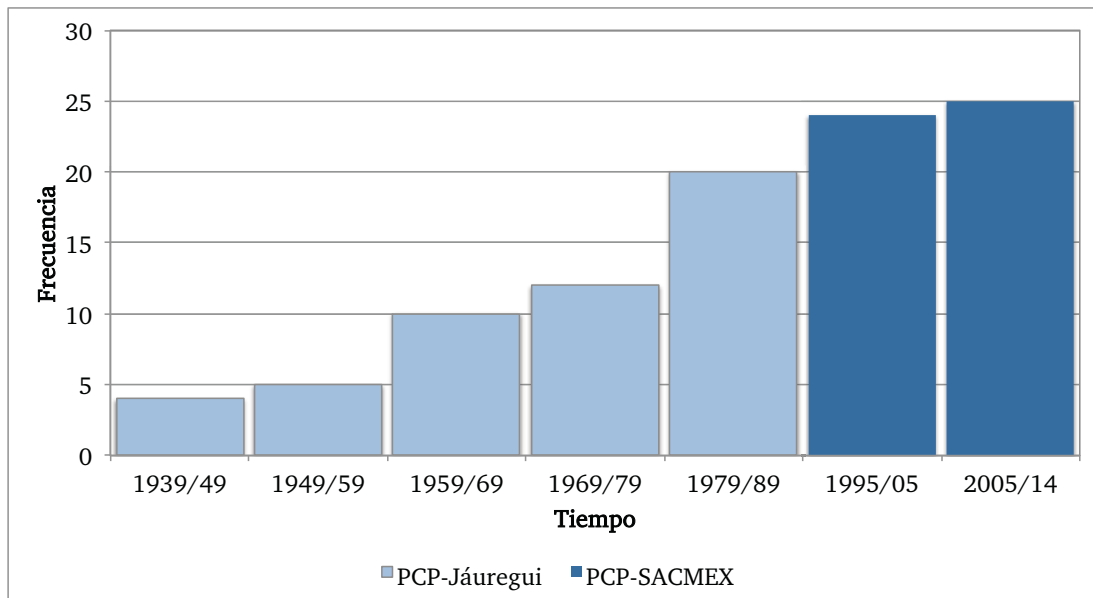
El proceso de urbanización en la Ciudad de México ha provocado un incremento en la frecuencia de tormentas intensas, exacerbando esta condición en las regiones elevadas del Valle de México. En el último siglo, las precipitaciones mayores que 30 mm en 24 horas (Fig. 1.3a) incrementaron su frecuencia de 10 a 25 eventos por década (Jáuregui y Romales, 1996). También los eventos extremos de precipitación mayores que 20 mm/h (Fig. 1.3b) se han incrementado en un orden de magnitud (Jáuregui, 2000).

1.3. El pronóstico numérico del tiempo en el Valle de México

Contar con pronósticos del tiempo de mayor precisión para la Ciudad de México y en Zona Metropolitana se ha convertido en una necesidad, pues existe una tendencia a la ocurrencia de eventos extremos de mayor intensidad y frecuencia (Jáuregui, 2000; Magaña y Neri, 2007; López-Bravo, 2012; Aquino, 2012). Si se desea actuar preventivamente frente al riesgo, la capacidad y calidad de los pronósticos numéricos resultan esenciales en los



a
FRECUENCIA DE EVENTOS INTENSOS PCP >20 mm/h
1939-2014



b

Figura 1.3: Análisis de precipitación, (a) número de eventos de precipitación mayor que 30 mm por año (frecuencia), en el periodo 1890-2003 en el observatorio de Tacubaya (base de datos histórica del Servicio Meteorológico Nacional), y (b) frecuencia de eventos de precipitación intensos mayor que 20 mm/h de julio a septiembre, en el periodo de 1939-1989 (Jáuregui, 2000) y el periodo de 1995 a 2014 (estación Triángulo del Sistema de Aguas de la Ciudad de México)

sistemas de alerta temprana. Aunque se han desarrollado diversos esquemas de pronóstico numérico para México, sin embargo la mayoría carecen de esquemas de evaluación que generen confianza a los usuarios de la información. Se han realizado estudios donde se definen las capacidades del pronóstico a alta resolución para modelos de mesoescala como el *mesoscale model versión 5* (MM5) o el WRF para el Distrito Federal y sus alrededores (Magaña et al., 2003; Pérez, 2004; Kozich, 2010; López-Bravo, 2012). En estas investigaciones se ha encontrado que, conforme se incrementa la resolución, el modelo comienza a tener problemas en la simulación de los procesos de mesoescala para la región. Todos los estudios coinciden en haber realizado verificaciones visuales del patrón observado contra el pronosticado de las variables de temperatura máxima, temperatura mínima y, en especial, la precipitación. Las observaciones usadas en las diferentes validaciones van desde estimaciones satelitales hasta campos corregidos con información de observaciones. Generalmente los campos de temperatura son mejor simulados, gracias a una mejor representación de la topografía, pero los campos de lluvia son más difíciles de reproducir, principalmente cuando se trata de sistemas convectivos no organizados de mesoescala, que son calculados por las aproximaciones descritas en las parametrizaciones.

La variable de precipitación pronosticada por los modelos de mesoescala MM5 y WRF presenta una sobreestimación sistemática en pronósticos de alta resolución a 24 h, así como errores espacio temporales en la formación de precipitación (Kozich, 2010; López-Bravo, 2012). Para evaluar el desempeño del modelo se buscó caracterizar a nivel mensual la forma y posición del patrón de la distribución espacial de la precipitación obtenida con el modelo MM5 a 8 km durante el periodo de 2008-2010 (Fig. 1.4) , a través de los experimentos realizados fue posible detectar errores sistemáticos en la posición espacial, la forma y la magnitud de los eventos pronosticados.

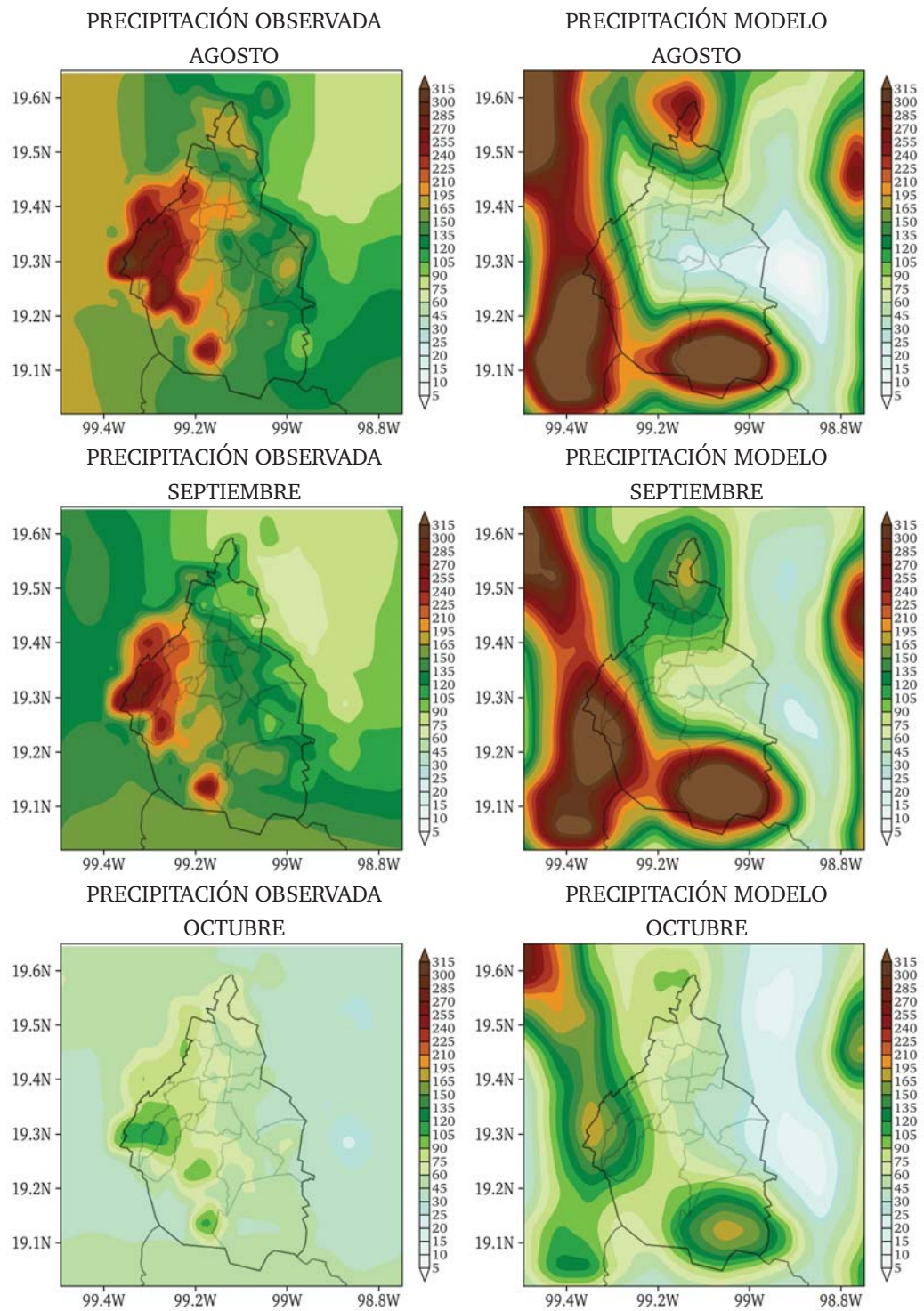


Figura 1.4: Precipitación acumulada mensual (mm) observada (izquierda), y simulada por el modelo de mesoescala MM5 (derecha)

A través de un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés; Wilks, 2011), se identificaron los modos de variabilidad para los datos observados y pronosticados de precipitación acumulada a tasas diarias sobre el Distrito Federal (Fig. 1.5). El primer modo de variabilidad se explica una fuerte relación entre la componente orográfica y la distribución de la precipitación sobre el Distrito Federal. Durante el verano, las lluvias son abundantes en la pendiente de las montañas a causa del forzamiento orográfico, aumentando a un máximo en el parteaguas de las montañas al poniente, sur y suroeste, registrando precipitaciones acumuladas durante el verano entre 700 y 1200 mm. En el centro de la cuenca y hacia el noreste, las precipitaciones son menores y más variables, con valores de precipitación anual acumulada que oscilan entre 400 y 550 mm (Jáuregui, 2000). El resultado de comparar el primer modo de variabilidad indica el sesgo en la posición y forma del patrón en que el modelo de mesoescala genera la precipitación. Sin embargo, el error en los patrones de lluvia es en general aleatorio en cuanto a la magnitud se refiere, lo que sugiere que mejorar el pronóstico del tiempo en el ZMVM no es un problema de corrección de errores sistemáticos con un esquema de post-procesamiento, por lo que es necesario realizar pruebas de sensibilidad modificando la configuración de la física y dinámica en el modelo de mesoescala, y con ello incrementar los niveles de predictibilidad.

Una descripción adecuada del forzamiento dinámico impacta directamente en la precipitación. Por ejemplo, se pueden tener fuentes de error en las circulaciones asociadas a la orografía o en la interacción del flujo medio proveniente del Golfo de México con las barreras orográficas cercanas a la Ciudad de México. El límite de predictibilidad depende del flujo e interacción de la energía entre las diferentes escalas de movimiento, y el pronóstico es sensible a la cantidad de energía descrita en la condición inicial. En modelos de mesoescala, las inhomogeneidades en superficie resultantes de una mala descripción de la orografía y/o características en superficie (albedo, capacidad calorífica del suelo, humedad disponible, etc.), generan, procesos dinámicos no siempre representados adecuadamente en los modelos (ondas generadas por la interacción del flujo medio con barreras orográficas, convección, brisa de valle-montaña, precipitación orográfica, etc.) y modulan la respuesta del modelo.

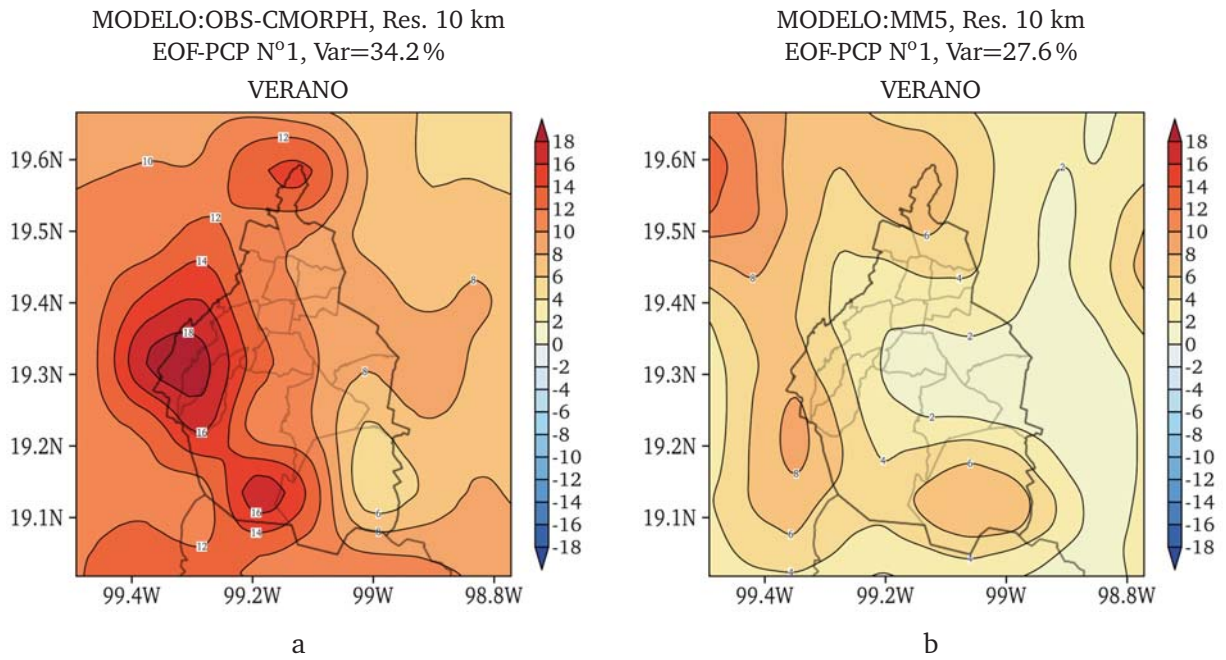


Figura 1.5: Modos de variabilidad EOF para (a) observaciones, con varianza de 34.2% y (b) modelo de mesoescala MM5, con varianza de 27.6%

Es por eso que es necesario conocer y describir de forma adecuada los forzantes en superficie, haciendo una buena elección de las parametrizaciones físicas para poder capturar los fenómenos de mesoescala en los modelos de alta resolución (Ray, 1986).

1.4. Objetivos

Este trabajo tiene el objetivo de explorar las causas de los errores en el pronóstico numérico del tiempo de alta resolución espacial para la Ciudad de México y su Zona Metropolitana, específicamente en la precipitación acumulada a 24 horas, teniendo como objetivo final estimar la predictibilidad de un modelo de mesoescala como el WRF.

Específicamente, el trabajo de investigación considera:

- Explorar el impacto del dominio seleccionado, resolución horizontal y vertical, y aspectos relacionados con la integración numérica.
- Revisar y mejorar la descripción de parámetros en superficie, parámetros estáticos (e.g. la topografía, el uso de suelo y la cobertura vegetal).
- Investigar el impacto de la mejora en la condición inicial cuando se usa información de diversas fuentes de observación, así como la fuente de la condición inicial.
- Explorar los métodos de inicialización para logra un ajuste.
- Seleccionar la configuración más adecuada de los parámetros físicos en el modelo, mediante pruebas de sensibilidad.

Capítulo 2

Datos y Metodología

2.1. Datos puntuales en superficie y en altura

2.1.1. Información histórica

Contar con información de observaciones confiable y de calidad es un elemento fundamental para el estudio de las condiciones meteorológicas y la implementación de un esquema operativo de pronóstico numérico del tiempo. La información del tiempo atmosférico proviene de diversas fuentes y bases de datos, entre las que se encuentran redes de estaciones climatológicas y automáticas en superficie, radiosondeos, informes meteorológicos aeronáuticos (METAR, por sus siglas en inglés), radares meteorológicos, estimaciones de satélite e información de mediciones espaciales (e.g. perfiladores atmosféricos). Mucha de esta información es integrada en campos meteorológicos en mallas regulares, que resultan en los llamados reanálisis (Kalnay, 2003).

En la actualidad se cuenta con registros históricos de variables meteorológicas lo suficientemente extensos para caracterizar las condiciones meteorológicas y climatológicas en la República Mexicana y en diversas escalas de tiempo y espacio. En particular la Cuenca del Valle de México cuenta con redes de observación para caracterizar variables meteorológicas de alta resolución espacial y temporal. Las bases de datos permiten construir

condiciones de eventos históricos de interés, como una tormenta severa, una onda de calor o de frío, o episodios de viento intenso.

2.1.2. Base de datos CLICOM (*CLimate COMputing*)

La base de datos de CLICOM del Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN) está constituida por la observación de 13 variables meteorológicas de las 24 horas previas al registro. Las observaciones se realizan simultáneamente en todas las estaciones a las 8 horas, hora estándar local (LST, por sus siglas en inglés). Cada una de las estaciones tiene diferentes periodos de registro. Sin embargo, a partir de 1970 la densidad de estaciones se incrementó, permitiendo calcular tendencias, índices y cambios en los valores medios y extremos de las variables de precipitación, y de temperatura máxima y mínima para el Distrito Federal y su Zona Metropolitana.

En el análisis realizado del presente trabajo se consideró el periodo de registro de 1979-2011 y se tomaron las series de tiempo con al menos 60% de los registros válidos. Los datos ubicados fuera del rango histórico fueron filtrados, lo anterior se realizó a partir del uso de información de estaciones cercanas para la comparación y validación de los datos. Los errores detectados con mayor frecuencia fueron:

- La falta de continuidad en el registro de las variables a causa del cambio de instrumentos,
- errores instrumentales, o
- errores en la captura y digitalización de los registros.

2.1.3. Redes de estaciones meteorológicas en superficie

En décadas recientes se han establecido redes de observación meteorológica automatizadas que permiten el monitoreo y registro de las condiciones atmosféricas a escala de minutos. Contar con información con tal resolución temporal resulta de gran relevancia en materia de pronóstico numérico de tiempo atmosférico, porque permite conocer con detalle

la evolución del estado de la atmósfera en un tiempo determinado y así mejorar la condición inicial en los modelos numéricos. La cobertura de las redes de observación es nacional, y las entidades que las administran se encargan de hacer pública la información. La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), a través del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y los Organismos de Cuenca constituidos por las 13 Regiones Hidrológicas-Administrativas en que está dividido el país; la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT); la Secretaría de Marina (SEMAR); las comisiones estatales de aguas, los sistemas de monitoreo atmosférico, los sistemas estatales de protección civil de cada estado (SEPC); y las redes universitarias de observación son ejemplos de esta forma de monitoreo meteorológico meteorológico (Ver tabla en Anexo A.1).

2.1.4. Integración de la información en superficie

La información de las redes meteorológicas de observación en superficie se organizó, se depuró, y se integró en una base de datos con temporalidad horaria, compilando 642 estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en todo el país (Fig. 2.1); se usó como referencia temporal el tiempo universal coordinado (UTC, por sus siglas en inglés). La selección y extracción de la información meteorológica se realizó de acuerdo a las variables de pronóstico usadas en el modelo de mesoescala y el análisis de precipitación:

- Presión
- Temperatura
- Humedad relativa
- Magnitud de viento
- Dirección de viento
- Precipitación

ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS
TOMADAS DEL PORTAL DEL SMN

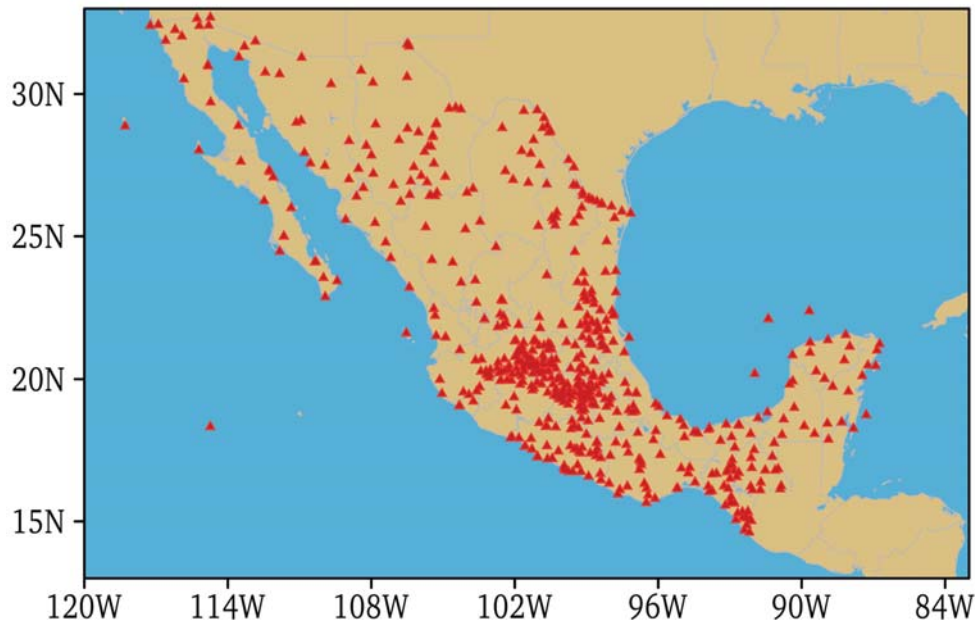


Figura 2.1: Ubicación de las estaciones meteorológicas automáticas tomadas del portal del SMN

En el proceso de extracción de la información, fue necesario identificar el formato de almacenamiento por cada entidad administrativa. Se homogeneizó el uso del UTC como referencia temporal y en algunos casos se tuvo que realizar un cambio en el formato de almacenamiento para facilitar el procesamiento.

Se detectaron y corrigieron los siguiente errores:

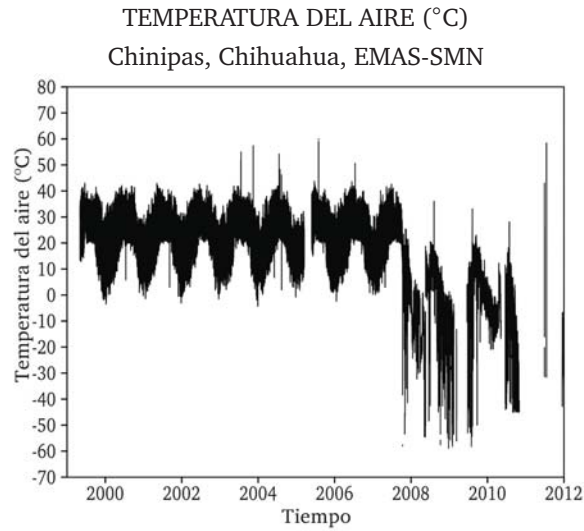
- Se depuraron los registros repetidos.
- Se homogeneizaron las unidades de todas las variables meteorológicas (e.g. los registros en unidades Kelvin fueron llevados a grados Celsius, la magnitud de viento expresada en km/h se llevó a m/s).
- El error instrumental se detectó cuando el registro se repetía por más de tres intervalos de medición.
- La posición de las variables de algunos registros (columnas), se repetían o se ubicaban en posición diferente a lo que indicaba el encabezado.

- El valor para indicar la ausencia de registro (banderas de indefinido) se estableció con el valor de -999.0 en todas las bases de datos.
- El formato de almacenamiento de la fecha no era homogéneo en los registros históricos. Lo anterior se solucionó modificando y organizando la información en un único formato.
- Se detectaron archivos de estaciones duplicados, que contaban con registros diferentes para la misma fecha.
- La variable de presión estaba reducida al nivel del mar por periodos intermitentes en los registros históricos.
- Se detectaron registros anómalos por prolongados periodos de tiempo (Fig. 2.2a).

Finalmente, después de ordenar, eliminar datos erróneos (Fig. 2.2b) y de extraer la base de datos, se verificó la consistencia y la continuidad en los registros depurados (Fig. 2.2c). Con lo anterior se evitó introducir errores en el proceso de corrección de la condición inicial y durante el proceso de corrección de las estimaciones por satélite y reanálisis.

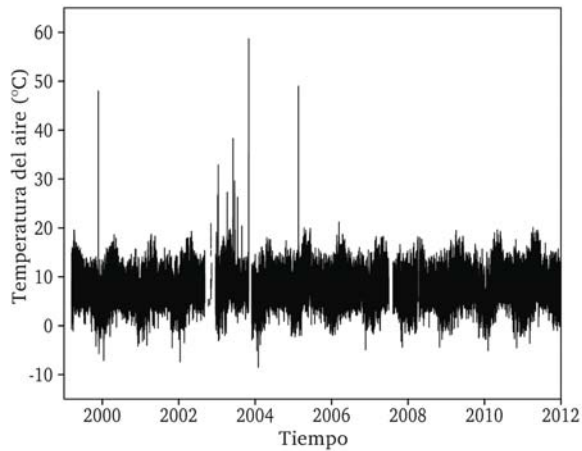
2.1.5. Información de la red de observaciones en altura (RAOBS)

Contar con información de observaciones en altura permite estudiar y entender los procesos que ocurren en cada uno de los niveles en que se ha dividido la atmósfera. Debido a esta necesidad se han compilado bases de datos globales para homogeneizar esta información, ejemplo de ello son los *Data Radiosonde observations* (RAOBS) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). La RAOBS es una base de datos de información de mediciones de radiosondeo y globo cautivo de estaciones ubicadas en todo el planeta. Cuenta con un periodo de registro no homogéneo, en donde se pueden encontrar registros a escala horaria desde 1946 hasta el presente. La base histórica se ha integrado a partir de *Integrated Global Radiosonde Archive* (IGRA), el formato de almacenamiento es el usado por el *National Severe Storms Forecast Center* de la NOAA (NSSFC). Las variables registradas son: presión, altura, temperatura del aire, temperatura de punto de rocío, y dirección y magnitud del



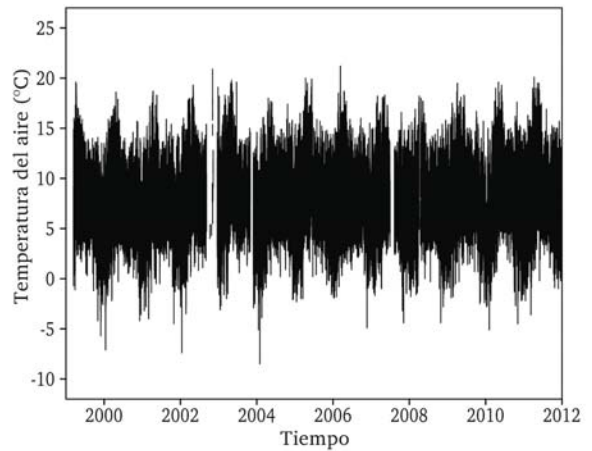
a

DATOS CRUDOS, TEMPERATURA DEL AIRE (°C)
Cerro de Catedral, Estado de México, EMAS-SMN



b

CORRECCIÓN, TEMPERATURA DEL AIRE (°C)
Cerro de Catedral, Estado de México, EMAS-SMN



c

Figura 2.2: Errores encontrados en la base de datos de las EMAS-SMN, (a) error en la variable de temperatura (°C) de la estación automática ubicada en Chinipas, Chihuahua; (b) datos crudos de temperatura, estación Cerro de Catedral, Estado de México; (c) corrección realizada a las series de tiempo, de la variable de temperatura estación Cerro de Catedral, Estado de México

viento; la información se presentan en niveles mandatarios o en el total de los niveles medidos. Los datos publicados son sometidos a un control de calidad basado en la revisión de registros continuos y completos, consistencia en los valores y dentro de rangos observados,



Figura 2.3: Ubicación de las estaciones de sondeo obtenido de RAOBS

detección de valores repetidos, y consistencia temporal y vertical de la temperatura.

De la RAOBS se obtuvieron registros de radiosondeos de las 00:00 y 12:00 UTC para la región de Norteamérica y Centroamérica, así como del Caribe (Fig. 2.3). La información se usó en la corrección de cada uno de los niveles mandatorios de la condición inicial que ingresa en el modelo numérico de mesoescala WRF.

2.2. Campos observados de temperatura y precipitación

2.2.1. Estimaciones de precipitación por satélite (CMORPH-CPC-NOAA)

En meteorología, el uso de productos derivados de percepción remota permite contar con información detallada de variables meteorológicas en superficie y en altura; con ello es posible tener una visión completa y continua de las condiciones de la atmósfera en

diferentes instantes de tiempo. Los avances logrados en técnicas de teledetección y el desarrollo de plataformas con mayor resolución espacial, han permitido crear productos de alta resolución espacio-temporal de gran calidad. A pesar de los avances logrados y las resoluciones alcanzadas, las estimaciones de precipitación resultan insuficientes para el estudio de procesos de mesoescala relacionados con el tiempo atmosférico. Una de las principales limitantes de las estimaciones de alta resolución espacial es que al ser productos derivados de estimaciones de resolución intermedia ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$), con un intervalo típico de observación de tres horas, presenta problemas al estimar tasas horarias de precipitación, la magnitud registrada, la posición espacial del patrón, la duración, y el área de extensión del evento de precipitación. La baja habilidad para captar eventos de precipitación a escalas horarias y de poca extensión espacial, se relaciona con la resolución de los instrumentos usados, la frecuencia de los barridos y el algoritmo usado en la generación de la estimación de precipitación. Además, el periodo de vida y extensión espacial de las tormentas es fundamental para que sean captadas (e.g. el desarrollo de sistemas convectivos locales se da en escalas temporales de minutos a horas y cuentan con una limitada extensión espacial) (Lin, 2007).

Desde diciembre de 2002, el *Climate Prediction Center* (CPC) del la NOAA desarrolla estimaciones de precipitación global con resolución temporal de 30 minutos y resolución espacial de 0.088° tanto en latitud como en longitud (Joyce et al., 2004). La técnica de *morphing* se usa en la estimación de precipitación, y se basa en el análisis de observaciones de microondas (en este paso se crea el producto QMORPH disponible cuatro horas después de la medición); el paso siguiente consiste en propagar la información en el espacio con vectores de movimiento generados por las observaciones de en la banda espectral correspondiente al infrarrojo en satélites geoestacionarios (Joyce et al., 2004). La información recabada por los satélites permite determinar la estructura, la evolución y la temperatura de la cima de nube. Finalmente, el algoritmo hace un análisis retrospectivo para determinar la coherencia y la consistencia en las estimaciones de precipitación. La resolución del primer producto derivado del algoritmo cuenta con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, y resolución

temporal de tres horas, mientras que los productos de resolución más alta son obtenidos a partir de la interpolación espacial y temporal.

2.2.2. Datos del *North American Regional Reanalysis* (NARR-NCEP)

La necesidad de contar con registros consistentes, completos y por periodos prolongados de las componentes del clima y el tiempo atmosférico, ha llevado a estudiar los procesos propios y de las interacciones entre la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre, a través de los modelos numéricos, las observaciones y los análisis estadísticos, permitiendo obtener aproximaciones del estado de la atmósfera en superficie y en altura. La calidad de los análisis realizados mejora con la integración de información de diversas fuentes de datos (e.g. estaciones en superficie, radiosondeos, mediciones en aviones, barcos, satélites, etc.) que, en conjunto con avanzados sistemas de asimilación de datos, permite integrar toda esta información en el dominio atmosférico del modelo usado, y con ello obtener el estado más próximo de la atmósfera para un instante; a este proceso se le ha llamado reanálisis.

En el análisis realizado para este trabajo se utilizaron datos del NARR, el primer reanálisis regional desarrollado con alta resolución espacial y temporal (Mesinger et al., 2006). Cuenta con registros desde 1979 a la fecha y la resolución usada es aproximadamente 32 km. La información es presentada en archivos diarios con intervalos a cada 3 h, con la posibilidad de desplegar 187 variables en superficie y en niveles mandatorios de presión e incluso niveles adicionales, para un total de 29 niveles en la vertical.

2.2.3. Esquema de corrección análisis objetivo tipo Cressman

Después de realizar el control de calidad para las estaciones climatológicas, estaciones automáticas, y pluviométricas, los datos fueron interpolados a mallas regulares mediante un esquema de análisis objetivo basado en correcciones sucesivas de tipo Cressman (1959). El análisis objetivo es un método de interpolación espacial de datos distribuidos de forma aleatoria a arreglos de malla regular, que parte de información de estaciones y una primera

aproximación de la variable meteorológica de interés (e.g. interpolación directa de las observaciones, estimaciones de satélite, información de reanálisis, etc.). El esquema debe tener la capacidad de realizar la corrección de los campos preliminares a través de una interpolación suave, detectando y removiendo los datos erróneos, para crear un campo consistente (Krishnamurti y Bounoua, 1995).

El esquema de corrección debe partir de un campo preliminar en forma de malla regular, con la finalidad de lograr una adecuada captura y descripción de las condiciones o fenómenos que se desean estudiar. En el análisis objetivo el campo preliminar es sometido a una serie de correcciones, en donde se incorpora la información de las observaciones disponibles dentro de un radio de influencia preestablecido para cada iteración o corrección. La corrección se realiza en cada punto de malla, determinando el número de estaciones dentro de un radio de influencia R , alrededor del punto de malla de interés, considerando la diferencia entre el valor de la variable en el campo preliminar y la observación, como criterio para aceptar o rechazar el dato en el proceso de corrección. Una vez determinado el número de observaciones viables, se establecen un peso cuya magnitud es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia D , entre la observación y el punto de malla (Fig. 2.4). De esta forma se calcula el ajuste de la variable para cada iteración. Los radios de influencia deben disminuir entre cada corrección con la finalidad de capturar características de mayor a menor escala.

2.2.4. Base de datos de precipitación

Para el estudio de la precipitación se construyeron dos bases de datos históricas a diferentes resoluciones espaciales y temporales:

- a) La base a escala horaria fue construida a partir de los datos de la red pluviométrica del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX), usando como campo preliminar las estimaciones de precipitación CMORPH (Joyce et al., 2004). Las estimaciones de precipitación fueron interpoladas a $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ para el periodo 2003-2013.

REPRESENTACIÓN DEL ARREGLO GEOMÉTRICO
EMPLEADO EN LA CORRECCIÓN

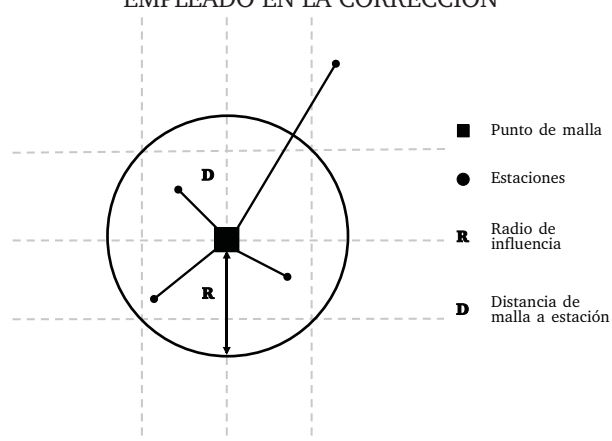


Figura 2.4: Radio de influencia empleado en una iteración del esquema de correcciones sucesivas del tipo Cressman

- b) La base a escala diaria fue construida con datos de estaciones climatológicas del SMN, empleando como campo preliminar datos de reanálisis de NARR y estimaciones de satélite, con una resolución de $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ para el periodo 1979-2010.

2.2.5. Bases de datos de temperatura máxima y temperatura mínima

En el caso de las variables de temperatura máxima y mínima diaria, se construyeron bases de datos con resoluciones de $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ y $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ con un periodo de 1986-2010, a partir de la información de estaciones climatológicas del SMN, y como campo preliminar el NARR. Antes de realizar la construcción de la base fue necesario hacer un ajuste por altura de los campos de temperatura (Ec. 2.1).

$$tmp_c = tmp_{NARR} - \Gamma_d \Delta z \quad (2.1)$$

El ajuste se realizó considerando la diferencia de altura Δz entre la topografía descrita en NARR y la topografía de *Scripps* (Smith y Sandwell, 1997). La diferencia de altura determinó la razón de cambio para ajustar el valor de temperatura en cada punto de malla

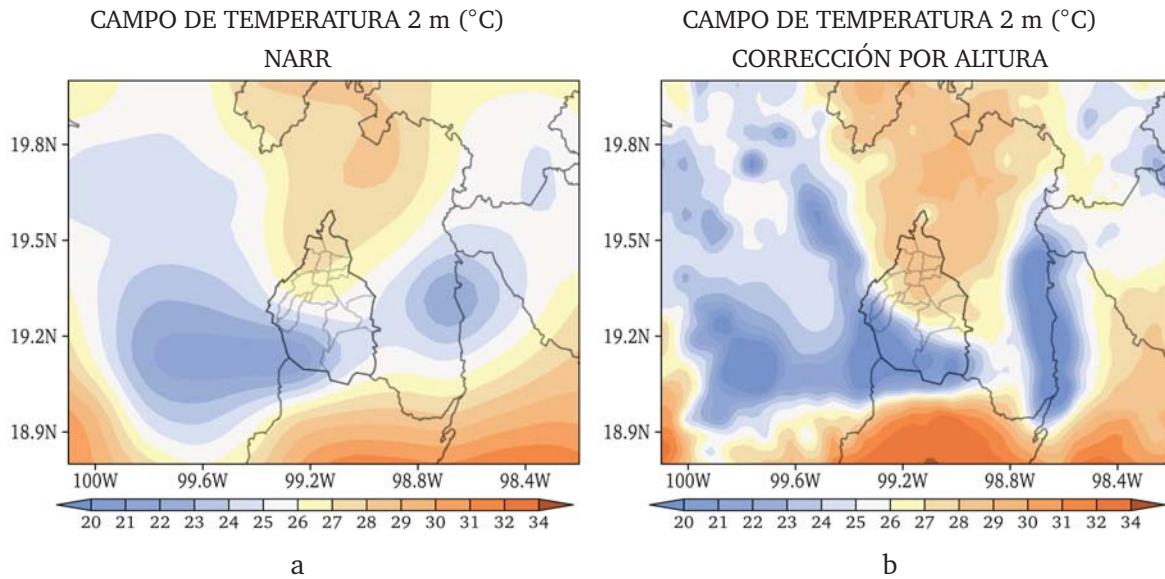


Figura 2.5: Ajuste de temperatura, campo de temperatura a 2 m (°C) obtenido de NARR (izquierda), y ajuste del campo de temperatura a 2 m (°C) (derecha)

considerando un gradiente adiabático estándar de $\Gamma_d = 6^\circ\text{C}/\text{km}$ consiguiendo ajustar los campos de temperatura a corregir con información de estaciones (Fig. 2.5).

2.3. El modelo de pronóstico

2.3.1. El modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF)

El modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* es un sistema de pronóstico numérico de tiempo atmosférico que se ha desarrollado para el estudio y la investigación de los fenómenos y los procesos que ocurren en la atmósfera, y también se ha implementado en centros de pronóstico operativo. El modelo WRF es la evolución del modelo de mesoescala MM5. Actualmente, el desarrollo del WRF se realiza a través de un esfuerzo conjunto entre *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) y *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University*, y la *Federal Aviation Administration* (FAA). El proyecto WRF tiene como

objetivos el desarrollo de la siguiente generación del modelo de mesoescala y del sistema de asimilación de datos para poder comprender y pronosticar sistemas de mesoescala a través de estrecha colaboración entre científicos y centros de pronóstico. Durante el desarrollo y evolución del modelo se han implementado diferentes y avanzadas técnicas numéricas y de asimilación de datos. También se han incorporado avances en la física descrita en el modelo, y se ha puesto gran interés en mejorar los esquemas de convección y en los mecanismos que dan origen a la precipitación dentro del modelo, con la intención de mejorar los pronósticos a alta resolución (Wang et al., 2014).

2.3.2. El diseño de los experimentos

Los experimentos realizados se integraron con el modelo de mesoescala *Advance Research Weather Research and Forecasting Model* (WRF-ARW), versión 3.5. El modelo WRF-ARW es de 3D, y se caracteriza por ser modelo no-hidrostático, con sistema de coordenadas verticales híbrido que siguen el contorno del terreno. Cada una de las corridas fueron inicializadas a las 00:00, 06:00, y 12:00 UTC, tomando un periodo de 6 o 12 h antes de comenzar el pronóstico con el fin de lograr un ajuste dinámico entre los campos meteorológicos usados como condición inicial y la dinámica descrita en el modelo WRF (proceso necesario para estabilizar el modelo). El tiempo de integración del pronóstico fue de 24 h y se usó un único dominio con resolución horizontal de 12 km con proyección Mercator; en dirección vertical se establecieron 36 niveles con apilamiento en los niveles bajos. El dominio se centró en el sur del estado de Veracruz, cubriendo una región que va de 120°W a 70°W en longitud, y de 0° a 35°N en latitud (Fig. 2.6).

En el diseño de la dimensión del dominio y la selección de la resolución, se contempló el tiempo de tránsito y el periodo de vida de los sistemas atmosféricos que dan origen al tiempo meteorológico en el centro del país para las estaciones de verano e invierno. También se contempló la habilidad del modelo WRF para resolver condiciones de tiempo severo a diferentes escalas espaciales-temporales.

En todos los experimentos de este estudio se usaron datos geográficos de 30'', y la información de la condición inicial y de frontera se extrajo del *Global Forecast System* (GFS) con resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y resolución temporal de 3 h.

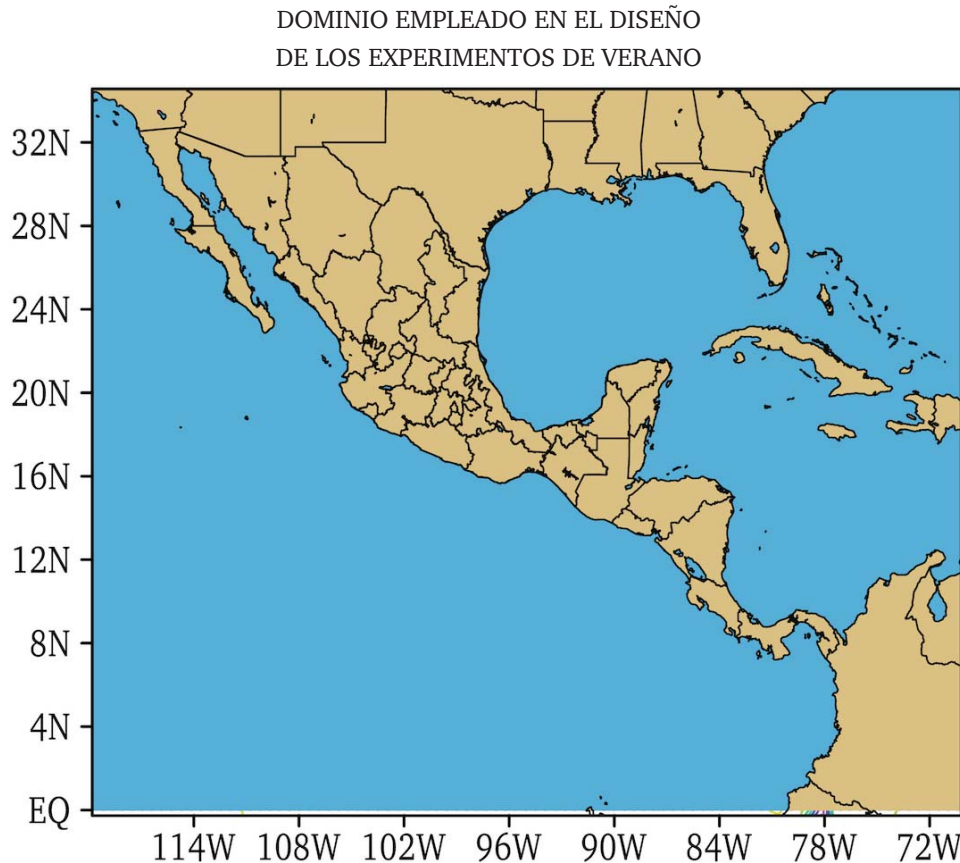


Figura 2.6: Dominio usado en los experimentos con el modelo de mesoescala WRF

2.3.3. Inicialización del modelo de mesoescala WRF

Como se mencionó anteriormente, la modelación numérica del tiempo es un problema de condición inicial y de valores en la frontera. Después de haber realizado pruebas de sensibilidad en el diseño de las condiciones de frontera y resolución, el siguiente paso consistió en seleccionar los métodos de procesamiento de las observaciones para definir las condiciones iniciales en el modelo. A este procedimiento se le conoce en la literatura como la inicialización del modelo, refiriéndose únicamente al proceso que define el balance

dinámico en las condiciones iniciales.

La inicialización del modelo depende de dos condiciones:

- I. Las variables definidas y descritas en el dominio atmosférico del modelo (variables discretizadas) deben representar las condiciones de la atmósfera real. Considerando que la fuente de la condición inicial es un modelo global, se debe verificar la forma y posición de sistemas sinópticos, los cuales se usarán como la semilla para generar la mesoescala de la región bajo diferentes forzantes locales.
- II. Las variables de pronóstico discretizadas relacionadas con el campo de masa (e.g. la temperatura y la presión) y momento (e.g. componente de velocidad) deben ser consistentes con la dinámica del modelo. La consistencia entre la masa y el momento en un modelo se debe garantizar en las condiciones iniciales con campos que se aproximen al equilibrio hidrostático y al balance geostrófico. Estas aproximaciones se cumplen plenamente en latitudes medias, pero para regiones cercanas al trópico la condición es diferente, a causa de que el radio de deformación de Rossby en los trópicos es muy grande, lo que tiene como consecuencia ciclos de vida de corta duración en la mayoría de los fenómenos de mesoescala; el resultado es que el campo de vientos domine sobre el campo de masa en la evolución y pronóstico del sistema. A pesar de esta condición, existen fenómenos como los huracanes con la suficiente vorticidad para reducir el radio de deformación de Rossby, permitiéndoles un ciclo de vida un poco más prolongado.

En la atmósfera real, la evolución de los sistemas tiende a ser suave y cuando ocurren perturbaciones que la obligan a salir de su estado en equilibrio, la atmósfera responde con mecanismos de ajuste (ondas) para remover la inestabilidad creada e intentar regresar a su estado base. Sin embargo, sistemas con mucha energía y de rápido desarrollo provocan cambios bruscos en la atmósfera, y es ahí donde las ondas de gravedad desempeñan un papel de ajuste (e.g. frentes, desarrollo de nubes convectivas y flujos sobre barreras orográficas, que corresponden a perturbaciones de

pequeña amplitud y longitud de onda, propagando su energía preferentemente en dirección vertical mientras ocurre su decaimiento en dirección horizontal). La teoría desarrollada describe las condiciones en el equilibrio conservando el ajuste de viento o de masa. A pesar de ello, en la realidad lo anterior no se cumple porque la atmósfera continuamente está siendo perturbada por diferentes tipos de forzantes, obligando a realizar ajustes para llegar a la estabilidad.

Considerando los procesos de ajuste que ocurren en un modelo y los efectos artificiales inducidos por las aproximaciones numéricas, es necesario realizar un ajuste dinámico de los campos meteorológicos antes de inicializar el pronóstico de tiempo y con ello garantizar la consistencia en la dinámica y física del modelo, consiguiendo con ello que la divergencia y el movimiento vertical sean la respuesta sólo del forzamiento en superficie y de sistemas de mesoescala o sinópticos. De no ser así, cuando en el modelo no existe balance entre sus campos, la atmósfera descrita en el modelo responderá con la generación de ondas de inercia-gravedad, que no corresponden a procesos físicos reales. La magnitud, la escala, y la duración de las ondas generadas dependerá que tan lejos estén los campos del balance y si las perturbaciones son grandes o pequeñas en escala de tiempo y espacio.

La inicialización del modelo de mesoescala, se puede dividir en dos categorías:

La primera categoría considera inicializar el modelo de forma estática, en donde las observaciones se integran a los datos de las condiciones meteorológicas obtenidas de un modelo global, para mejorar únicamente la condición inicial. Sin embargo, tiene la gran limitante de no garantizar la coherencia dinámica necesaria para iniciar un pronóstico. En este sentido, la resolución de los datos meteorológicos de origen tiene mucha relevancia porque en el módulo de pre-procesamiento se realizan una gran cantidad de interpolaciones lineales, convirtiéndose en una importante fuente de incertidumbre a nivel espacial.

La segunda categoría consiste en realizar un ajuste dinámico con la integración de un periodo de pre-pronóstico en el modelo, logrando una condición dinámica consistente con las ecuaciones descritas en el modelo de mesoescala.

2.3.4. Corrección de la condición inicial en el modelo WRF

La corrección de la condición inicial se realizó con el módulo de pre-procesamiento OBSGRID-WRF, empleando el método de correcciones sucesivas tipo Cressman. En la corrección se usó información de observaciones en superficie (Fig. 2.7a y 2.7a) y radiosondeos (Fig. 2.7c). Las variables de pronóstico corregidas fueron:

- temperatura,
- humedad relativa,
- variable de altura,
- y las componentes zonal y meridional del viento.

La corrección se realizó en superficie y en altura, considerando diferentes umbrales de acuerdo a los criterios de calidad de datos disponibles en el módulo OBSGRID. El apartado de calidad de los datos del módulo permite verificar las observaciones con base a errores de tolerancia y criterios de consistencia entre observaciones:

- Los valores repetidos son eliminados.
- Las observaciones fuera del dominio no son consideradas.
- Observaciones sin información son descartadas.
- Valores atípicos (picos) de temperatura y viento son eliminados en superficie y en altura.
- Realiza un ajuste en caso de encontrar capas superadiabáticas (las remueve).
- Es posible modificar el rango de error-tolerancia para eliminar datos de las observaciones.

- Las observaciones son comparadas con el campo preliminar para determinar el rango de error y así aceptar o descartar la observación.
- Es posible definir diferentes umbrales dependiendo de la variable, el nivel, la hora del día y las estaciones cercanas.

La habilidad del esquema depende en gran medida de la densidad de los datos disponibles para la región, del número de iteraciones y de los radios de influencia seleccionados.

2.3.5. Método de inicialización usado en el modelo WRF

Debido a la falta o poca densidad de información sobre la región de pronóstico, no basta con realizar la corrección de la condición inicial; se corre el riesgo de generar perturbaciones de mayor magnitud, porque con la información disponible no es suficiente en la caracterización de las condiciones de mesoescala necesarias (e.g. movimientos verticales de pequeña escala, gradientes de humedad, circulaciones dentro de la capa límite). Sin embargo, el modelo puede compensar gran parte de estos efectos por la descripción de los parámetros en superficie, y la dinámica para generar las circulaciones de mesoescala de acuerdo a la resolución de los experimentos. Se establece un periodo de pre-pronóstico o ajuste de seis a doce horas en donde los campos son corregidos con observaciones en periodos de una hora, logrando estabilizar los campos de las variables de pronóstico. Terminado el periodo de ajuste se obtiene una condición inicial corregida con observaciones, coherente con la dinámica del modelo WRF.

Durante el desarrollo del trabajo de investigación se empleó un método empírico de asimilación y análisis de datos en cuatro dimensiones (FDDA, por sus siglas en inglés). Se exploraron dos variantes del método, una experimental FDDA *nudging*-estaciones y la versión tradicional FDDA *grid-nudging*. La diferencia entre los métodos radica en hacer un análisis de tipo sinóptico con el método convencional *grid-nudging*, en donde se calculan los valores de ajuste que se usan durante la integración del modelo. Las correcciones se realizan

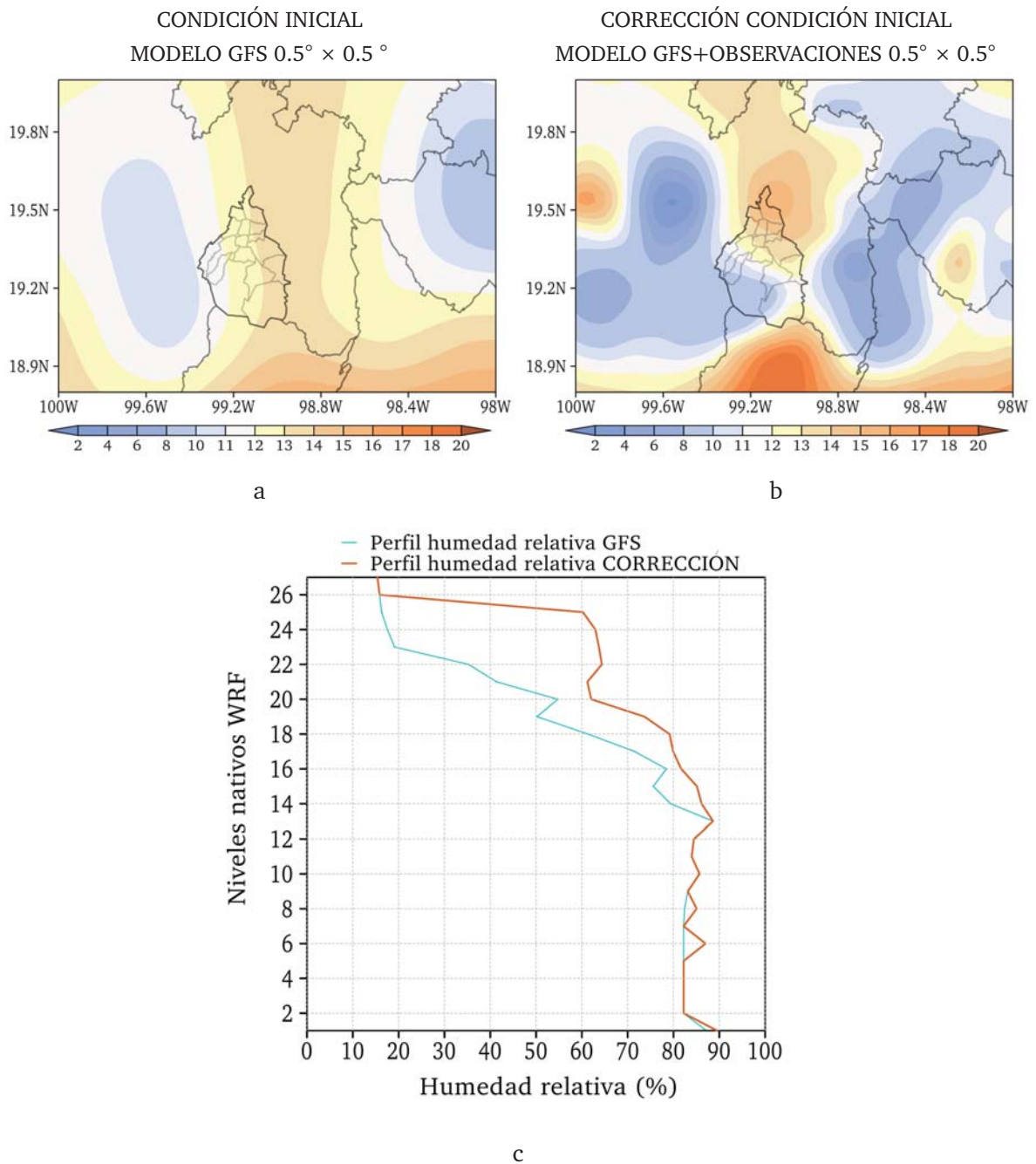


Figura 2.7: Comparación del campo de temperatura a 2 m ($^{\circ}\text{C}$) antes y después de la corrección: (a) del modelo GFS, (b) del modelo GFS corregido empleando el análisis objetivo tipo Cressman y (c) perfil de humedad relativa (%) del modelo GFS (en verde) y del modelo GFS corregido con información de radiosondeos (en café)

a intervalos temporales horarios, a diferencia de la versión *nudging*-estaciones en donde se usa directamente la información de las observaciones en superficie y en altura durante la integración del modelo permitiendo realizar correcciones con diferentes ventanas de tiempo. En los experimentos realizados se usó la ventana de tiempo de una hora, periodo en el que se integró la información de estaciones y radiosondeos. Los métodos usados han sido discutidos por Yu et al. (2007).

A diferencia de los métodos de asimilación de datos como el 3DVAR (métodos estadísticos), el *nudging* es un método empírico (Huang, 2014). Los métodos FDDA *nudging* han demostrado tener mejores resultados en pronósticos de corto plazo 0 a 12 h (Yu et al., 2007). Los métodos 3DVAR en los que se integra información de satélite, tienen mayor habilidad para pronósticos de corto a mediano rango, en particular en el pronóstico de ciclones tropicales (Routray et al., 2012).

2.3.6. FDDA *Nudging Newtonian relaxation*

El método de *nudging* usa la técnica de suavizamiento sobre los puntos de malla del modelo, toma el valor de las observaciones en superficie y en altura en tiempos específicos. Tiene la finalidad de corregir el resultado de las ecuaciones de pronóstico aproximando la solución a la condición observada; las observaciones se incorporan en las ecuaciones como nuevos términos o variables artificiales de ponderación en forma de pesos (Stauffer y Seaman, 1994). Stauffer y Seaman presentan dos caminos para conseguir la corrección durante la integración:

1. *Nudging modo observacional*, en este método se usan directamente las observaciones en superficie y en altura sobre los puntos de malla durante la integración. Se consideran las observaciones más cercanas al punto de malla a corregir para cada variable (e.g. método experimental *nudging*-estaciones en el modelo WRF).
2. *Nudging modo grid*, en esta modalidad se realiza un análisis de tipo sinóptico sobre los puntos de malla a partir de observaciones en superficie y en altura, el análisis se debe

hacer para cada tiempo durante el proceso de interpolación de los datos del modelo global usado como condición inicial.

2.3.7. FDDA *Nudging*-estaciones

En el modo *nudging*-estaciones pueden ser usadas todo tipo de observaciones en la asimilación de datos; es necesario contar con información meteorológica a alta resolución temporal: observaciones asinópticas, observaciones en superficie, sondeos, perfiladores de viento, etc. En el *nudging*-estaciones se usan sólo las observaciones disponibles dentro la ventana de tiempo considerada.

En el *nudging*-estaciones implementado en el WRF (Ec. 2.2) (Stauffer y Seaman, 1994; Stauffer et al., 1991; Fast, 1995; Seaman et al., 1995; Liu et al., 2005),

$$\frac{\partial p^* \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_\alpha p^* \frac{\left[\sum_{i=1}^n W_i^2(x, t) \gamma_i (\alpha_0 - \hat{\alpha})_i \right]}{\sum_{i=1}^n W_i(x, t)} \quad (2.2)$$

la variable p^* representa el cambio de la presión, α es una de las variables meteorológicas a corregir durante la integración (temperatura, componentes zonal y meridional del viento, razón de mezcla de vapor de agua), F representa todos los términos que corresponden a los forzantes físicos del modelo; G_α es el factor de *nudging*-estaciones; $W = w_{xy} w_\sigma w_t$, donde “xy” es la función de peso horizontal, “ σ ” vertical y “t” temporal; γ es un factor de calidad de las observaciones que va de 0 a 1; α_0 , es el valor actual de la observación y $\hat{\alpha}$, es el valor interpolado de variable en el modelo 3D. La función que define el peso horizontal (w_{xy}) se determina como una función de Cressman, con radio de influencia (R_{xy}), y la distancia entre la observación y el punto de malla del modelo (Fig. 2.4). El segundo término del lado derecho (Ec. 2.2), es llamado *observation nudging term*. Para un tiempo de integración en particular, el ajuste artificial es hecho para cada uno de los puntos de malla del modelo aplicando un promedio pesado de las diferencias entre el valor interpolado del modelo y el promedio de las observaciones que quedaron dentro del radio

de influencia. El factor de *nudging*-estaciones G_α determina que tan fuerte será el ajuste a realizar en cada variable, donde α determina el número de observaciones a usar durante el *nudging*-estaciones (Dudhia, 2014).

2.3.8. FDDA *Nudging-grid* versión 3D

El análisis *nudging-grid* versión 3D empleado en el modelo de mesoescala WRF (Ec. 2.3) se define de forma similar al *nudging*-estaciones; la diferencia radica en realizar una corrección tridimensional de los campos meteorológicos en la resolución del diseño del experimento y la escala temporal seleccionada para la corrección. La corrección se realiza con observaciones en superficie y en altura. El factor $\varepsilon(x)$ en el análisis de malla es un factor de calidad con rango de 0 a 1.

$$\frac{\partial p^* \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_\alpha W(x, t) \varepsilon(x) p^* (\alpha_0 - \hat{\alpha}) \quad (2.3)$$

En la versión *nudging-grid* la corrección se realizó con el módulo OBSGRID, usando el método de correcciones sucesivas de tipo Cressman, empleando radios de influencia de 4, 3, 2 y 1 en unidades de malla.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Actualización de parámetros en superficie

3.1.1. Impacto del uso de suelo en el pronóstico

En el desarrollo de la investigación se integró información meteorológica de alta resolución temporal de estaciones en superficie para la República Mexicana y datos de radiosondeos de países que integran la región. La información obtenida se empleó en la corrección de la condición inicial y en el ajuste dinámico de los campos meteorológicos a escala horaria en el modelo de mesoescala WRF. Lo anterior se realizó en cada uno de los experimentos en modo de pronóstico a 24 horas durante el mes de julio de 2014 y algunos eventos para el mes de marzo de 2015. Con la finalidad de obtener una condición inicial consistente con la dinámica descrita en el modelo de mesoescala WRF, se estableció un periodo de ajuste dinámico de 12 horas previas a la integración del pronóstico (inicio de pronóstico a las 12:00 UTC), comenzado el ajuste a las 00:00 UTC.

La primera parte del trabajo se centró en revisar la descripción de los parámetros estáticos descritos en el modelo, debido a la importancia que tienen en la física de superficie y su impacto en los mecanismos de activación y retroalimentación involucrados en la formación de nubes y microfísica de la precipitación. Por esta razón, se verificó la cobertura

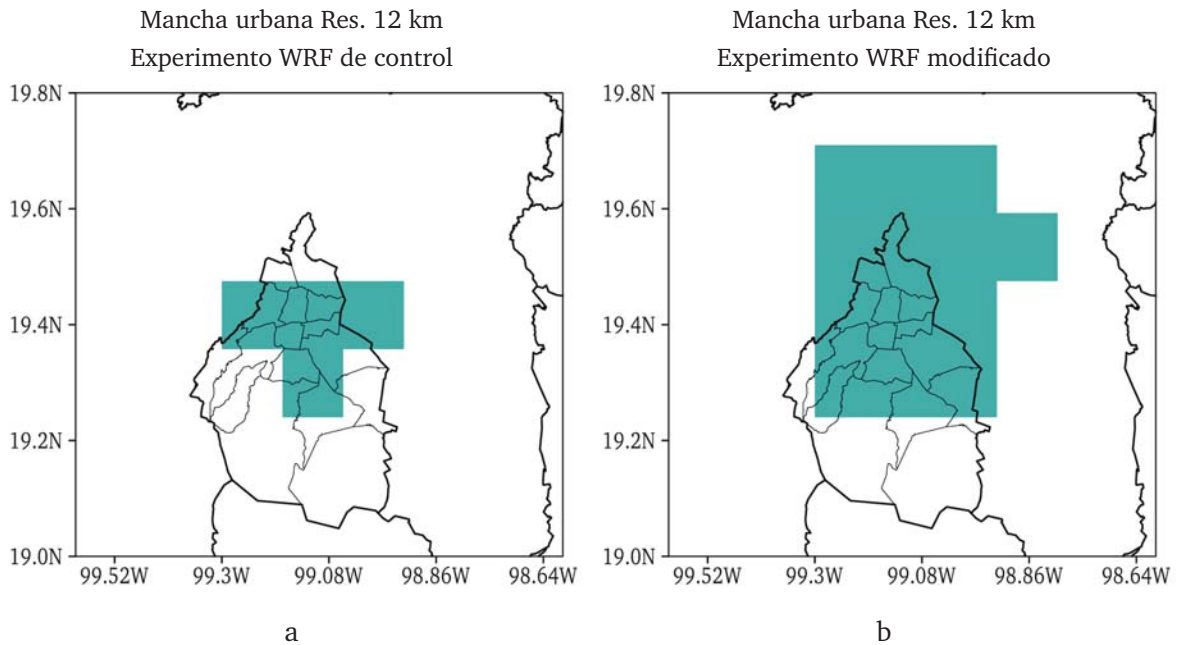


Figura 3.1: (a) Descripción de la mancha urbana a 12 km, empleando la base de datos geográficos del módulo WPS y (b) modificación de la mancha urbana a 12 km, empleando información de INEGI-2005-2010

y la extensión de la mancha urbana descrita en las bases de datos geográficos disponibles del modelo WRF. Se encontró con una representación que no concuerda con la extensión real de la mancha urbana 2005 y 2010 de acuerdo a la información obtenida del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (Fig. 3.1a), por lo que se procedió a actualizar la mancha urbana desde los datos de origen y con ello poder configurar el dominio a 12 km (Fig. 3.1b) en cuanto a rugosidad, albedo, cobertura vegetal y parámetros relacionados con la descripción de flujos de humedad, de calor y de momento entre el suelo y la atmósfera baja, y a partir de ello generar información meteorológica de superficie que permita capturar los procesos superficiales que repercuten en la evolución de la capa límite planetaria.

En el diseño e integración de los experimentos se consideraron dos versiones con el fin de cuantificar el impacto de la nueva configuración en el pronóstico. La primera fue una versión de control que considera la cobertura del suelo sin modificar; la segunda fue una versión modificada que contiene la descripción actualizada de la cobertura de suelo y de

sus parámetros asociados. En ambos experimentos se utilizó el esquema de suelo *Noah* y el esquema de capa límite planetaria desarrollado por la Universidad de Yonsei (YSU, por sus siglas en inglés). En la evaluación de la sensibilidad del modelo WRF a cambios en los parámetros estáticos, se consideró la temperatura del aire a 2 m (tmp2m) y la temperatura de *skin* por ser variables que responden a los procesos radiativos y de transferencia de energía entre la superficie del suelo y la atmósfera. Los cambios observados en las variables del pronóstico repercuten en variaciones y cambios en las circulaciones, las cuales actúan como respuesta al ajuste realizado al forzante de superficie. El efecto del cambio de cobertura de suelo sobre las circulaciones se evaluó tomando la diferencia del campo de viento a 10 m entre los pronósticos realizados para las 17:00 UTC del mes de julio de 2014.

Los experimentos diseñados con diferentes grados de urbanización para el mes de julio de 2014 mostraron una diferencia promedio de 3°C, entre los campos de tmp2m entre los experimentos de control y los de la versión modificada sobre la región que presenta mayor cambio en la cobertura suelo (Fig. 3.2), situada al norte y oriente del Distrito Federal, y al este del Estado de México sobre Texcoco. En cuanto a la dinámica en superficie, una descripción no adecuada de la cobertura de suelo genera aceleraciones, lo que se convierte en una importante fuente de error en las variables de superficie para el pronóstico. Una mala descripción de los forzantes locales repercute en la ubicación de los centros de convergencia y divergencia sobre la ciudad y sus alrededores, y en el cambio de las circulaciones diurnas dentro de la ciudad. Cambiar las condiciones de la dinámica en superficie impactará directamente en el pronóstico de los flujos de calor, humedad y momento (Lee et al., 1989; Wolyn y McKee, 1989; Shafran et al., 2000; Cheng y Steenburgh, 2005), que son esenciales en los mecanismos de activación y desarrollo de sistemas de mesoescala que dan origen a las tormentas en la región centro del país.

3.1.2. Temperatura de *skin* en el modelo WRF

En la superficie terrestre, el transporte de calor y de humedad del subsuelo a la superficie actúa como forzante local de la atmósfera, por lo que es muy importante la descripción de estos procesos en los modelos numéricos del tiempo atmosférico. Dentro de la interacción suelo-atmósfera, la radiación que llega a la superficie y la precipitación son las variables reguladoras de la evapotranspiración. Por esta razón es necesario conocer la habilidad del modelo para resolver la temperatura de la superficie de la Tierra o la temperatura de *skin*. Esta se define como la temperatura sobre la superficie del suelo, y de acuerdo con la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) es la temperatura por arriba de 1 mm sobre el suelo. La habilidad con que resuelva el modelo WRF la temperatura de *skin* será un indicador del balance de energía entre la superficie de la Tierra y la atmósfera porque involucra parámetros fundamentales en la física de superficie. Tanto los flujos de calor entre el suelo y la atmósfera a través del esquema *Noah*, los procesos de transferencia de humedad de suelo a la atmósfera por medio de la evapotranspiración, y la interacción con el esquema de radiación para determinar las tasas de calentamiento sobre la superficie de acuerdo con la cantidad de radiación recibida durante el día, impactará en el pronóstico de la temperatura de *skin*.

La evaluación de la habilidad del modelo WRF para simular la temperatura de *skin* se realizó a través de un esquema de comparación visual para el día 21 de julio de 2014 entre el experimento de control (Fig. 3.3a), la versión modificada (Fig. 3.3b), y un campo observado derivado de *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (producto generado a partir de mediciones con resolución espacial hasta de 1 km × 1 km) (Fig. 3.3c). La elección de la fecha quedó restringida a la información disponible en el portal de observaciones de la NASA. Los cambios en las propiedades de la superficie sobre la región urbana determinan la configuración de la temperatura de *skin*, consiguiendo que la versión modificada capture con mayor detalle el efecto urbano y la configuración espacial de acuerdo a la componente orográfica. Sin embargo, en la comparación entre la versión modificada del modelo y la

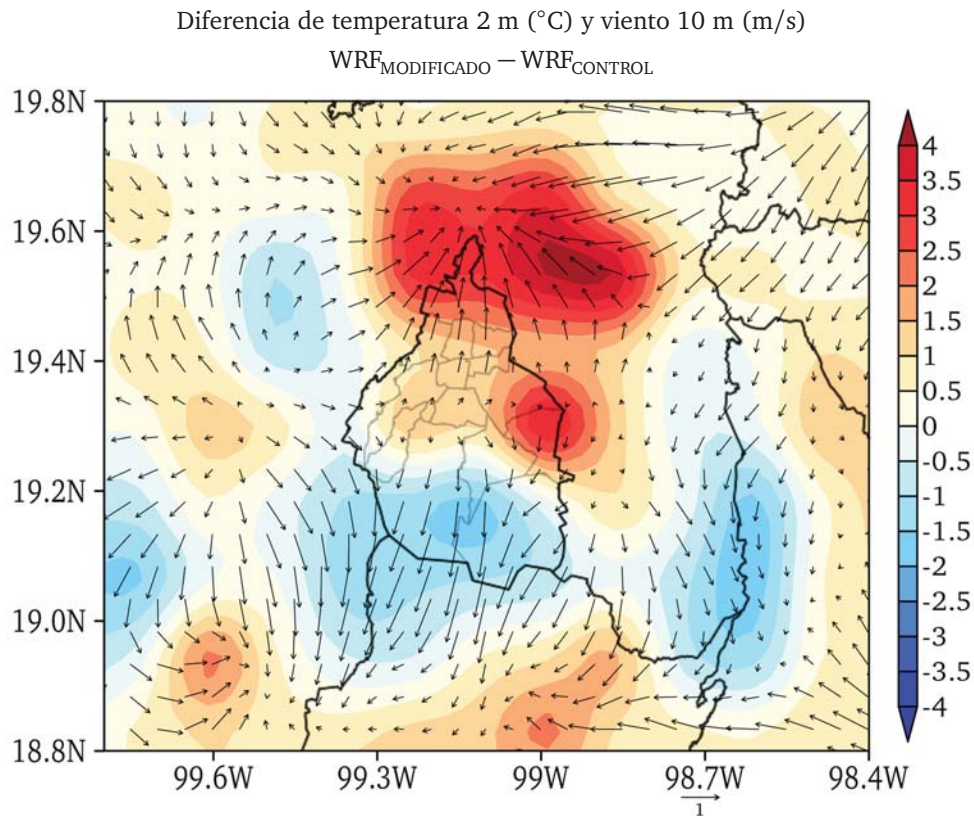


Figura 3.2: Experimento de sensibilidad en donde se modificó la descripción de la mancha urbana para la Ciudad de México. En sombreado se presenta la diferencia de la temperatura del aire a 2 m (°C) entre el experimento de control y modificado para el mes de julio de 2014 a las 17:00 UTC. Los vectores muestran la diferencia del viento a 10 m (m/s) entre los experimentos realizados para el mes de julio de 2014

observación MODIS, se observa que el modelo presenta un sesgo a sobreestimar entre 2 y 4°C la temperatura sobre la región urbana.

La diferencia entre la temperatura de *skin* observada y pronosticada se atribuye a la configuración usada en el modelo de mesoescala WRF, donde se consideró una cobertura urbana homogénea con valores promedio de albedo, coeficientes de emisividad y absorptividad, valores de evapotranspiración, etc., los cuales no consideran las fuentes y sumideros de calor y de humedad localizados en el interior de la Ciudad de México; limitando e inhibiendo en algunos casos procesos como la evaporación de la humedad sobre la cubierta de suelo o cambios en la temperatura que pudieran favorecer la ventilación dentro de la

ciudad para la atmósfera modelada (Mölders, 2011). Por el tipo de modelo de suelo usado, se logran establecer fuertes contrastes térmicos en la periferia de la región urbana, cambiando con ello las condiciones de estabilidad para la región y provocando circulaciones de tipo artificial que no corresponden con los patrones observados; este efecto e impacto se aborda en una discusión posterior. En las regiones elevadas el gradiente vertical tiende a debilitarse con respecto a la observación; a consecuencia de la resolución usada (12 km) en el proceso de interpolación de los parámetros estáticos y campos meteorológicos, ocurre un suavizamiento de los altos orográficos por no tener una gran extensión horizontal. En general la versión modificada tiende a capturar la distribución de la temperatura de *skin* en posición y forma de la componente orográfica y de la ciudad, respondiendo a la urbanización como el principal forzante, a diferencia del experimento de control.

3.1.3. Verificación de temperatura del aire a 2 m

A partir de los cambios en el diseño y la configuración del modelo WRF, se pudieron describir de forma más realista el comportamiento y la evolución de las variables meteorológicas de pronóstico en superficie. El impacto del nuevo diseño de los experimentos, el tipo de inicialización empleada en el pronóstico, la implementación del esquema de suelo *Noah*, la actualización de la mancha urbana, etc., se vio reflejado en la disminución del sesgo entre los valores pronosticados y la observación de la tmp2m en diferentes sitios del Distrito Federal, aún y cuando está presente la componente orográfica.

La variable de tmp2m es tratada como una variable continua con un ciclo diurno establecido, lo que permitió realizar diagramas de dispersión para estimar el error entre el pronóstico a 24 horas y observaciones en malla obtenidas de las estaciones automáticas del SMN y NARR, en el periodo del 01 al 31 de julio de 2014. La selección de los sitios se determinó por las características a explorar (región urbana, sitios localizados en la periferia de la ciudad y lugares donde está presente la componente orográfica), descritas a continuación:

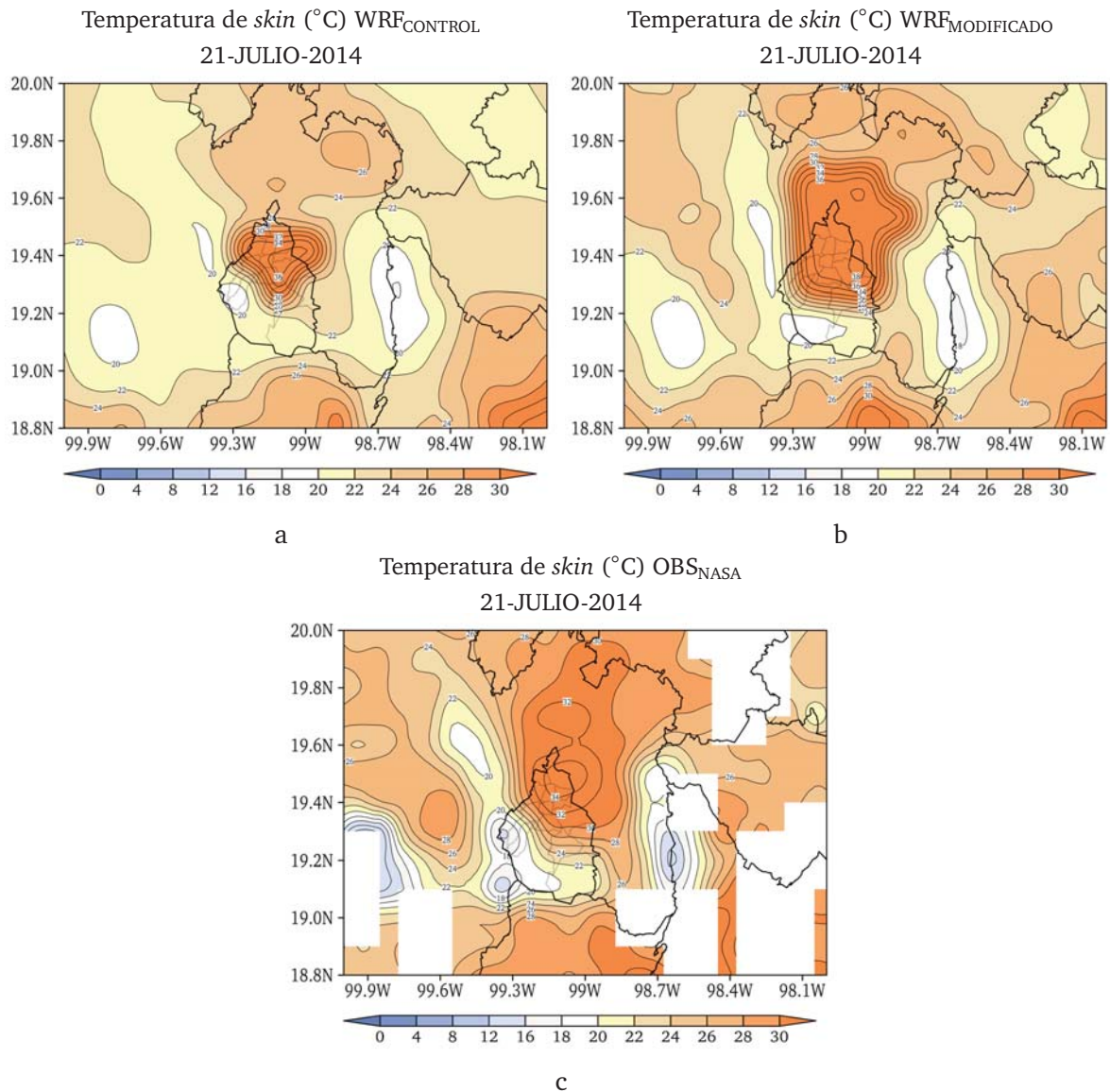


Figura 3.3: Comparación de la temperatura de *skin* (°C) para el día 21 de julio de 2014 entre los experimentos con el modelo WRF, (a) experimento de control, (b) experimento modificando el uso de suelo y (c) observación MODIS

a) Los puntos de malla seleccionados dentro de la mancha urbana contienen a las estaciones Tezontle y Escuela Nacional de Ciencia Biológicas del IPN (ENCB) para garantizar que exista información de observaciones. La ubicación de Tezontle se consideró como sitio de referencia porque en los experimentos de control y modificado los parámetros estáticos no sufrieron cambios significativos (Fig. 3.4a) al considerar

que estaba urbanizado en ambos casos. En el caso de la ENCB se logró remover el sesgo sistemático presente en la versión de control. La versión modificada se ajustó a la línea teórica de un pronóstico perfecto en donde las condiciones pronosticadas se aproximan a la observación. También es posible observar un incremento de la temperatura hasta de 4°C, por el efecto del cambio en la cobertura de suelo del modelo (Fig. 3.4b).

- b) El sitio de Chapingo-Texcoco ubicado al este del Estado de México se considera una región semi-urbana (Fig. 3.4c). En los últimos años se ha caracterizado por un acelerado desarrollo urbano que ha impactado en las tendencias de temperatura (Aquino, 2012). En los resultados obtenidos se logra remover el sesgo, pero la nube de puntos presenta basculamiento, presentando principalmente problemas en el pronóstico de los valores máximos. También se observa un ensanchamiento en la dispersión de los puntos hacia valores elevados de temperatura. Este error puede estar inducido por la resolución del experimento, la nueva descripción de la cobertura de superficie y por el efecto artificial generado al resolver las condiciones de suelo entre elementos de cobertura con propiedades muy contrastantes, como lo es la región urbana y una zona con uso de suelo distinto. En general, los modelos de mesoescala presentan errores sistemáticos dependientes de la resolución y la escala (e.g. resolver condiciones muy contrastantes a escalas espaciales muy pequeñas).
- c) Finalmente, se consideraron sitios marcados por una componente orográfica. La Presa Madín en el poniente de la Ciudad de México localizada al pie de la Sierra de las Cruces (Fig. 3.4d), y el punto de malla que contiene a Ecoguardas al sur del Distrito Federal (Fig. 3.4e). Para los datos del modelo usados en la comparación de la estación de Ecoguardas fue necesario realizar un ajuste por altura, para que los datos fueran comparables. En ambos casos mejoró el pronóstico de temperatura en valores medios, pero en extremos, tanto valores máximos y mínimos, decae la habilidad para pronosticarlos, esto se debe a que los modelos de mesoescala como el WRF disminuyen su habilidad al pronosticar sitios que presentan orografía compleja debido a que no

logran capturar por completo los procesos involucrados en la descripción de flujos a través de una barrera orográfica.

3.2. Circulación de valle-montaña en el Distrito Federal

En regiones donde la superficie del terreno es irregular, los patrones de viento local se pueden desarrollar por diferentes factores. La principal fuente se debe al calentamiento diferencial entre la superficie del suelo y la atmósfera libre a la misma altura pero en diferente ubicación. Una marcada variación diurna de la temperatura ocurre sobre el suelo, así que durante el día las partes elevadas de la región actúan como un fuente elevada de calor, mientras que por la noche se convierte en un sumidero elevado de calor. En el Distrito Federal se pueden encontrar dos tipos de brisa valle-montaña, las generadas por viento que corre por las pendientes de las montañas y los vientos en el valle por el efecto de la isla de calor. Estos tipos de circulaciones son más fáciles de identificar cuando el efecto del flujo de gran-escala es débil. Los flujos sobre las pendientes de las montañas que rodean la Ciudad de México están asociados al aire frío y denso que se mueve cuesta abajo por las noches, y al aire cálido, menos denso, que desplaza hacia regiones elevadas de la ciudad durante el día.

- a) Los vientos asociados a la brisa valle-montaña se generan por el gradiente horizontal de temperatura y de presión producto del calentamiento diferencial a lo largo del día. El efecto de la urbanización sobre el rango de la oscilación térmica dentro de la ciudad se ha hecho más pequeño, con respecto a lo que se ha establecido en regiones no urbanizadas donde los rangos son más amplios.
- b) En el caso de los vientos en el valle, se asocian a la energía remanente del día, la cual genera turbulencia hacia las horas de la noche, siendo más evidente en los límites de la ciudad. Esto es consecuencia del gradiente térmico zonal entre la ciudad y sus alrededores. La variación diurna también afecta en la eficiencia del mezclado vertical dentro de la capa límite planetaria. En el caso de la Ciudad de México, la capa de

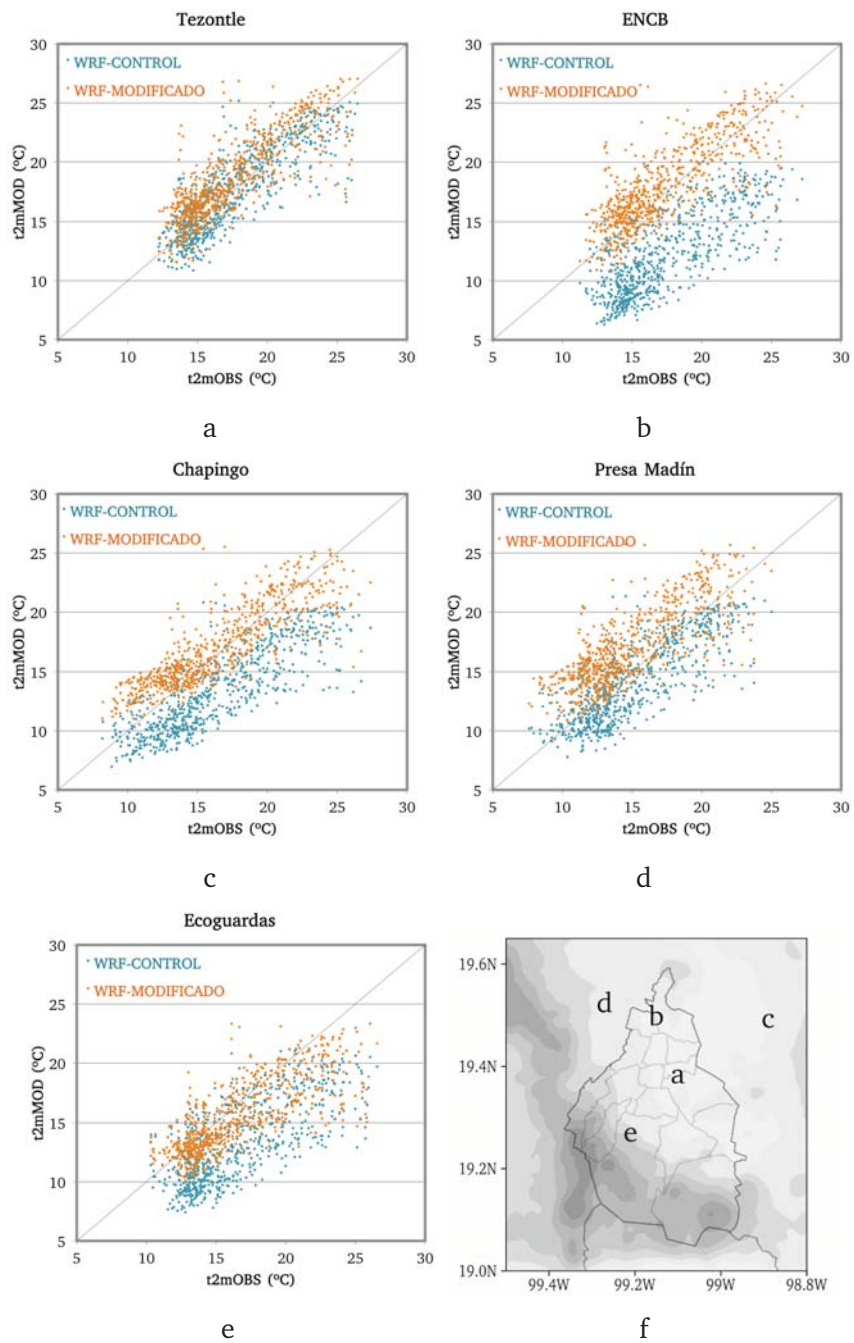
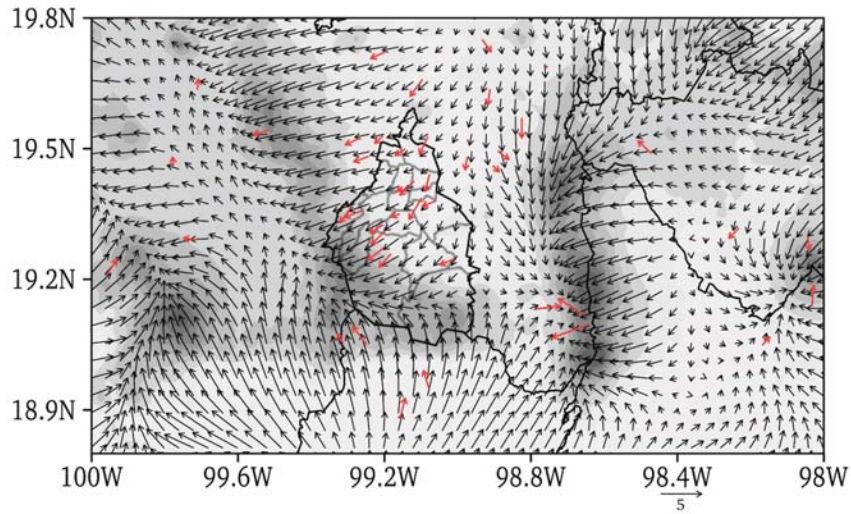


Figura 3.4: Diagrama de dispersión de temperatura del aire a 2 m (°C) a escala horaria en diferentes regiones de la ZMVM (julio de 2014). Puntos de color azul corresponden al experimentos de WRF-control y puntos de color naranja corresponden a la versión WRF-modificado

mezcla es más profunda que en regiones aledañas, una causa de ello es que existe mayor convergencia en los niveles bajos sobre la ciudad. Por la importancia del ciclo diurno en la modelación de sistemas de mesoescala (e.g. génesis y evolución de tormentas), se consideró realizar un experimento para determinar la habilidad del modelo WRF en la simulación de la evolución diurna de la circulación de valle-montaña dentro de la Ciudad de México. El experimento considerado fue el 31 de julio de 2014, por presentar una condición sinóptica no dominante, y con ello se lograron simular las circulaciones asociadas a los forzantes locales dentro del Distrito Federal. La configuración e inicialización del modelo se ha descrito en la sección 2.3.5. del Capítulo 2. El modelo WRF tiene la habilidad de capturar la evolución del ciclo diurno de la circulación de valle-montaña. Durante las primeras horas del día se establece un flujo valle arriba (Fig. 3.5a), esta circulación se logra cuando los procesos de transferencia de calor se vuelven más eficientes por el calentamiento entre la ciudad y las zonas elevadas.

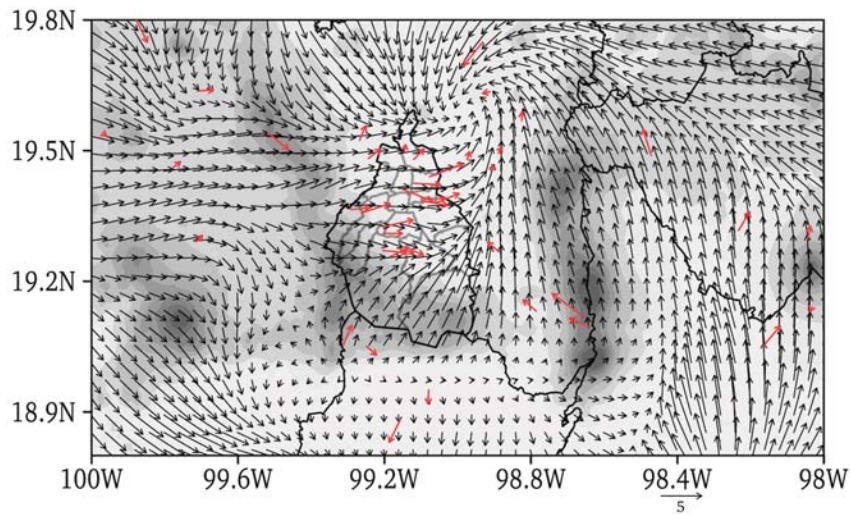
La inversión de la dirección del viento se da hacia las horas de la tarde-noche (Fig. 3.5b) cuando los vientos dominantes del día comienzan a perder fuerza. El cambio de la dirección y magnitud del viento es gradual, con la disminución del gradiente de la temperatura por mecanismos de advección horizontal de temperatura y liberación de calor sensible. Una vez ocurrida la inversión comienza el flujo valle abajo, transportando aire más “frío” al centro de la ciudad. La configuración de las montañas que rodean el Distrito Federal, en especial al poniente y al sur, determinan la configuración de las circulaciones en la componente diurna de la tarde-noche. Al establecerse los flujos descendentes de las montañas se genera convergencia en superficie en la parte media del Distrito Federal. También es posible distinguir una importante zona de convergencia en el oriente del Estado de México, por ser una región determinante en la génesis de tormentas que viajan hacia el Distrito Federal (Aquino, 2012). Es importante mencionar que la configuración de las zonas de convergencia en superficie será diferente de acuerdo a la condición sinóptica dominante para cada evento meteorológico e influirán en el desarrollo de tiempo severo.

WRF_{MODIFICADO}
Viento 10 m (m/s)
18:00 UTC 31-JULIO-2014



a

WRF_{MODIFICADO}
Viento 10 m (m/s)
02:00 UTC 31-JULIO-2014



b

Figura 3.5: Campo de viento a 10 m (m/s) obtenido del experimento WRF_{MODIFICADO}, vectores en rojo corresponden a observaciones de estaciones en superficie (a) de la circulación matutina valle-montaña 18:00 UTC del 31 de julio de 2014 y (b) de la circulación vespertina montaña-valle 02:00 UTC del 01 de agosto de 2014

Los procesos de transferencia de calor en el modelo WRF son consistentes con el ciclo diurno de calentamiento observado. Para el experimento realizado la variación diurna de la temperatura se muestra en un corte meridional de tmp2m (latitud de 19.1°N a 19.8°N y longitud 99.1°W) (Fig. 3.6), en el que se observa la evolución de la temperatura durante las 24 horas de pronóstico. El calentamiento a lo largo del día se caracteriza por establecer un gradiente térmico entre la ciudad y la región elevada, alcanzando un máximo de temperatura entre las 17:00 y 22:00 UTC. También se observa en la evolución horaria el cambio de la temperatura hacia la hora de la tarde, mostrando una baja eficiencia para emitir la energía retenida a lo largo del día en la ciudad y manteniendo aire tibio sobre la superficie. En contraste, la región elevada emite la energía de forma más eficiente disminuyendo la temperatura de forma más rápida. Lo anterior muestra que los esquemas de radiación, de capa límite y de la dinámica en el modelo WRF están acoplados y permiten describir las variaciones diurnas dentro del Distrito Federal.

Con respecto a la estructura del perfil vertical de las componentes horizontales del viento, la magnitud y duración de los flujos ascendentes y descendentes pueden variar por la transferencia de energía del sistema sinóptico y por la influencia de forzantes locales. En este contexto, la urbanización de la Ciudad de México actúa como forzante local en las circulaciones diurnas, por estar cubierta de materiales como el asfalto y concreto, con características de superficies impermeables, albedos, y tasas de calentamiento elevadas. El calor generado y almacenado por la ciudad durante el día es suficiente para mantener activa una capa de convección somera durante la noche (Jáuregui, 2000), favoreciendo a la convergencia de viento en la región centro de la ciudad, que en consecuencia fortalece e intensifica la circulación descendente de las montañas dentro del valle con respecto a las circulaciones matutinas (Fig. 3.7). En el perfil de la magnitud del viento tomado entre 2 y 4 km sobre la superficie en diferentes puntos del Distrito Federal es posible identificar la variación en la magnitud del viento horizontal de acuerdo a la altura y la componente diurna. Los valores cercanos a la superficie presentan un incremento en la magnitud de la velocidad descendente el cual se intensifica cuesta abajo, alcanzando el máximo sobre la

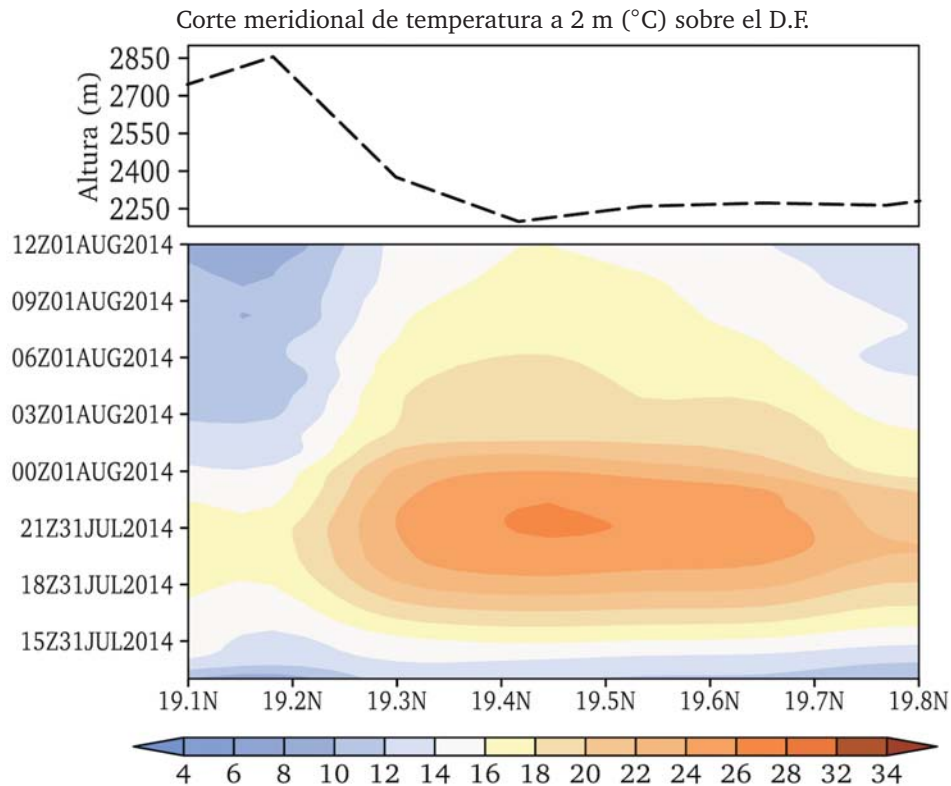


Figura 3.6: Corte meridional de temperatura a 2 m (°C) de latitud 19.1°N a 19.8°N y longitud 99.1°W del modelo WRF_{CONTROL}. Evolución temporal de 13:00 UTC del 31 de julio de 2014 a 12:00 UTC del 01 de agosto de 2014

ciudad. Durante la componente matutina domina la inversión en la dirección del viento; el perfil de velocidad también se invierte, situando el máximo sobre la pendiente de las montañas y un rápido decaimiento vertical de la componente horizontal del viento.

3.3. Impacto de la calidad de la condición inicial en las circulaciones de mesoescala

Abordado desde el punto de vista matemático, el problema del pronóstico numérico del tiempo atmosférico es un problema de condición inicial y de los valores de frontera. Aún y cuando se tengan un modelo y un esquema de asimilación de datos calibrados para la región de estudio, la calidad de los campos meteorológicos usados como la semilla de la

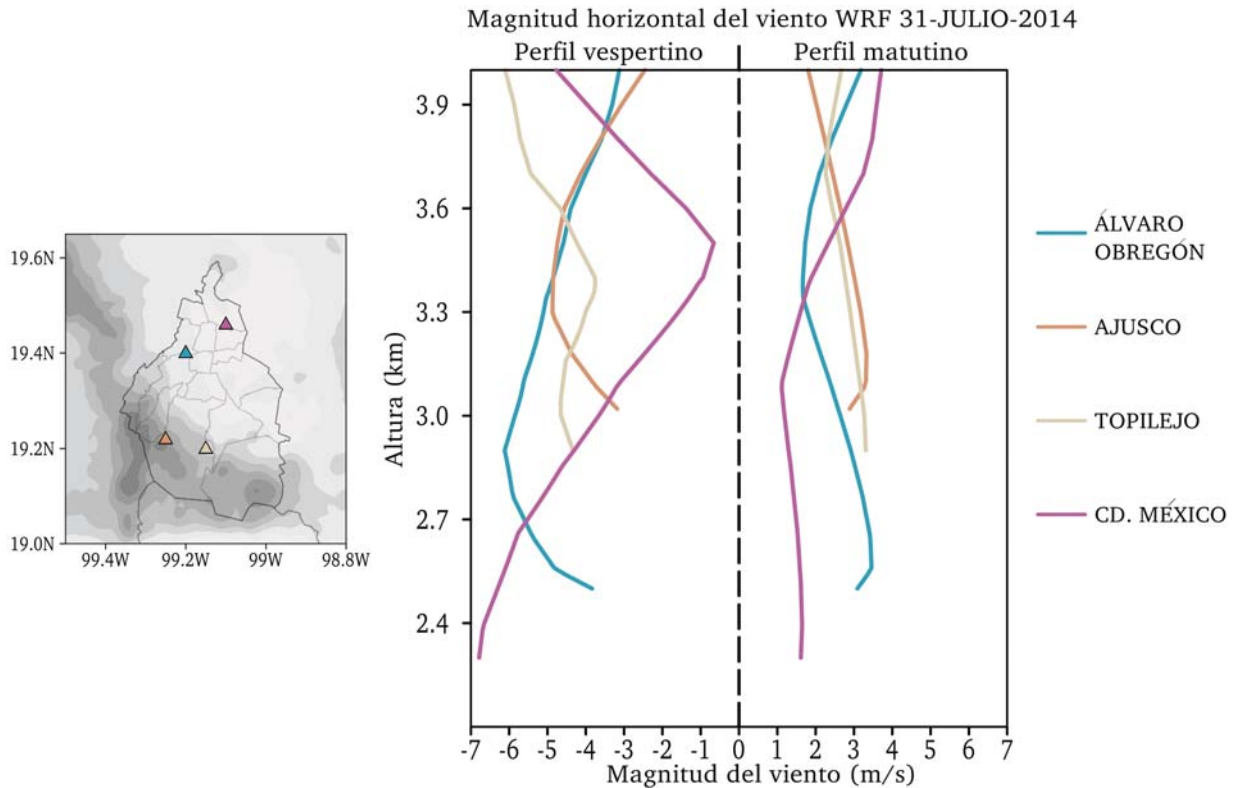


Figura 3.7: Perfil de magnitud de viento horizontal del experimento WRF (el eje vertical representa la altura (km) y el eje horizontal es la magnitud del viento en (m/s), el eje negativo representa la simulación de la velocidad de descenso durante la tarde-noche, la región positiva significa la velocidad de ascenso de la componente diurna. La línea púrpura se situó sobre el centro de la Ciudad de México, la línea azul en Álvaro Obregón, la línea beige sobre Topilejo y la línea café en el Ajusco

condición inicial es determinante para detonar circulaciones de mesoescala involucradas en la generación del tiempo meteorológico. En la actualidad es posible tener acceso a productos de modelos globales y regionales para construir la condición inicial de la cual partirán los experimentos. Sin embargo, cada una de las fuentes representa de forma distinta la atmósfera discretizada, ubicando los sistemas en diferentes posiciones y con características similares. Para comprobar la descripción de los sistemas se realizaron tres experimentos considerando las siguientes fuentes de datos meteorológicos como condición inicial (Tabla 3.1).

Modelo	Resolución espacial	Resolución temporal
GFS	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	3 h
NAM	12 km \times 12 km	1 h
NCEP-FNL	$1^\circ \times 1^\circ$	6 h

Tabla 3.1: Datos usados en la prueba de sensibilidad de la condición inicial modelos; GFS, *North American Mesoscale Forecast System* (NAM), *Final Operational Global Analysis* (NCEP-FNL)

Los experimentos se realizaron partiendo de la configuración descrita en cuanto a parametrizaciones y dinámica del modelo, y se empleó un periodo de inicialización de 12 horas. Los resultados obtenidos en cuanto a la descripción sinóptica fueron consistentes al análisis presentado previamente, ubicando la forma y posición del sistema frontal y su evolución temporal. En la evaluación a escala local se encontró un error en la posición del frente al término de las 24 horas de integración en diferentes niveles. Para ejemplificar se tomó el campo de viento a 600 mb. El error encontrado representa unos de los errores típicos en modelación de sistemas de mesoescala, en donde aún y que el sistema sinóptico se capture con gran habilidad a nivel de mesoescala, existen fuentes de error que se propagan de la gran escala a las escalas menores, y con el paso de tiempo se convierte en una fuente importante de error. En los experimentos realizados para el 11 de marzo de 2015, se identificó el error en la ubicación espacial de la línea de convergencia en el campo de viento a 600 mb:

1. En el experimento realizado con datos del modelo GFS, la línea de convergencia en altura se ubicó al este del estado de Tlaxcala (Fig. 3.8a),
2. En el caso del experimento con datos de NAM la ubicó sobre el centro del estado de Veracruz (Fig. 3.8b),
3. Con datos de FNL la línea cruza por el centro de Tlaxcala (Fig. 3.8c).

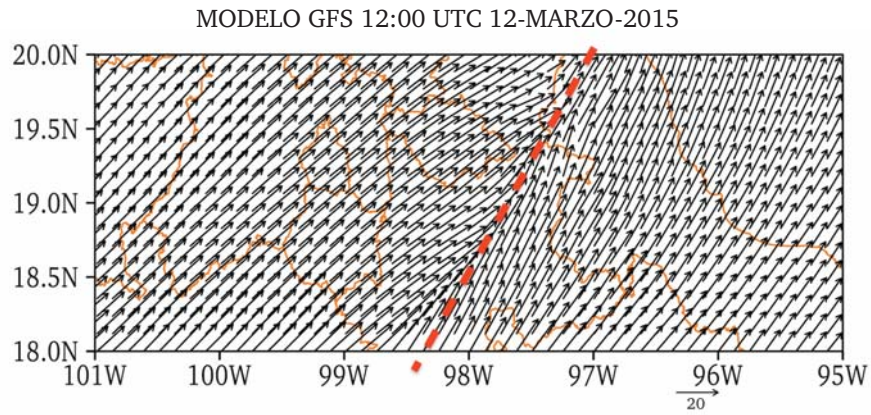
En todos los casos la inclinación del sistema en altura se conservó. El desfase encontrado entre los modelos usados en los experimentos oscila entre los 0.5° y 1° . Las condiciones observadas en los experimentos se verificaron en los datos de origen, encontrando la misma diferencia en la línea de convergencia a 600 mb.

3.4. Caso de estudio de un sistema frontal sobre el centro de la República Mexicana

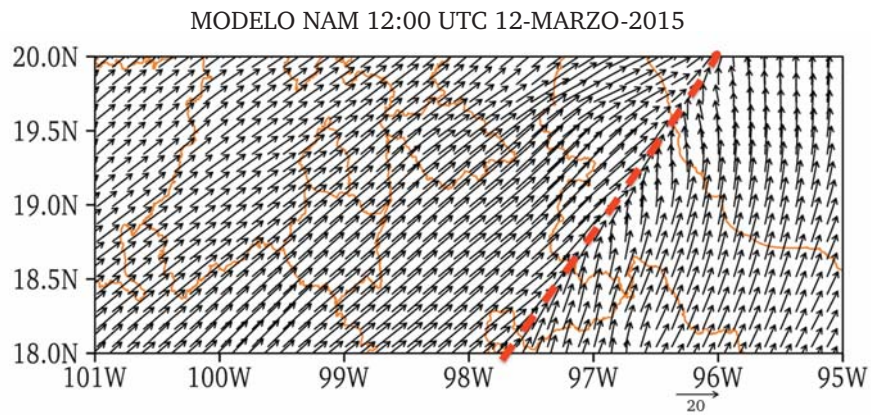
En el desarrollo de la investigación se planteó evaluar la habilidad del modelo de mesoescala WRF ante diferentes regímenes meteorológicos. Para ello se seleccionó el caso de un sistema frontal (Frente Frío N°41), con la finalidad de explorar la respuesta del modelo de mesoescala WRF sobre el centro de México a sistemas invernales. Este evento se caracterizó por el descenso de la temperatura, precipitaciones en el sur del Distrito Federal, vientos intensos ocurridos durante la madrugada del 12 de marzo de 2015, y la caída de nieve en altos orográficos cercanos al Distrito Federal. El evento frontal seleccionado resulta de gran interés meteorológico y en particular en modelación, por ser un sistema sinóptico invernal muy organizado y por la interacción que tuvo con la humedad del Océano Pacífico.

3.4.1. Experimento, caso del 11-12 de marzo de 2015

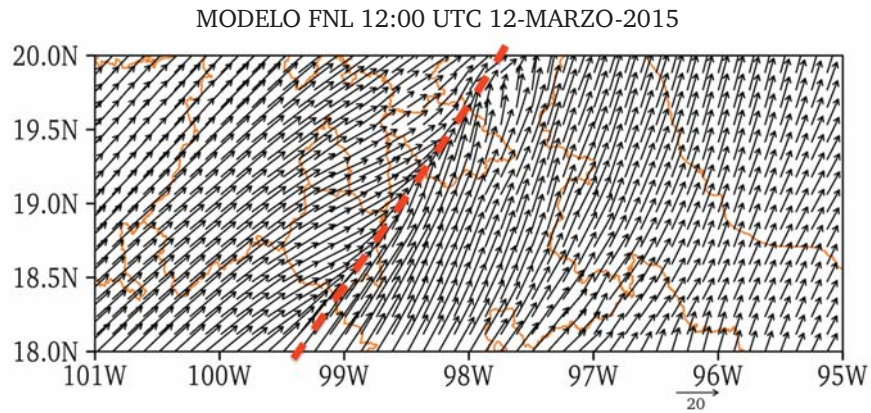
Se realizaron experimentos para un periodo de las 12:00 UTC del 11 de marzo a las 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015. El diseño del experimento, la corrección de la condición inicial e inicialización del modelo se realizaron de acuerdo a lo propuesto en la



a



b



c

Figura 3.8: Campo de viento (m/s) a 600 mb para el tiempo 24 de pronóstico. Experimento de condición inicial 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015, (a) modelo GFS, (b) modelo NAM y (c) modelo NCEP-FNL

sección 2.3.5., Capítulo 2. Los experimentos se corrieron con un único dominio de 12 km de resolución horizontal. Se establecieron 36 niveles verticales con apilamiento cerca de la superficie. La parametrizaciones físicas usadas fueron el esquema de microfísica de seis clases y momento simple WSM6 (Hong y Lim, 2006), el esquema de capa límite planetaria YSU (Hong et al., 2006), el modelo de superficie de suelo *Noah* (Chen y Dudhia, 2001), y los esquemas de radiación de onda larga y corta de Dudhia (1989). Los esquemas de cúmulus fueron Betts-Miller-Janjic (BMJ) (Janjic, 1994, 2000) y Kain-Fritsch (KF) (Kain, 2004). Los resultados obtenidos se compararon con datos de reanálisis NARR y a escala local se emplearon datos de observaciones por estación y en malla. Durante un periodo de 96 horas entre los días 10 y 13 de marzo de 2015, un sistema frontal se movió lentamente con dirección SE sobre el centro de la República Mexicana. El sistema frontal actuó como el mecanismo de transporte para el aire húmedo proveniente del Océano Pacífico. A consecuencia de la interacción del sistema frontal con el flujo de humedad a través de los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca se establecieron las condiciones para la generación de precipitación sobre el Distrito Federal los días 11 y 12 de marzo de 2015. Los análisis realizados con el reanálisis y el modelo se presentan para el tiempo de la condición inicial del pronóstico, y a las 12 y 24 horas de integración. En el caso de la condición inicial corregida y ajustada a la dinámica del modelo se observa (Fig. 3.9b), tanto en el reanálisis como en el pronóstico (Fig. 3.9a), que a 500 mb el sistema frontal está ubicado sobre el noroeste de México, situando el máximo de vorticidad relativa en la vaguada del sistema. En un sistema de latitudes medias el máximo de vorticidad relativa se encuentra en la vaguada (Holton y Hakim, 2012). La circulación ciclónica derivada del sistema determina el patrón de los flujos en la región centro convirtiéndose en el mecanismo de transporte de humedad entre el Océano Pacífico y la parte continental. Transcurridas 12 horas de integración (Fig. 3.9c y 3.9d), el eje de la vaguada se ha desplazado al este situándose sobre la costa de los estados del occidente, intensificando la circulación ciclónica presente en el país. En el tiempo 24 horas de pronóstico (Fig. 3.9e y 3.9f), el sistema se ha desplazado más hacia el este situando el eje de la vaguada sobre el estado de Jalisco y el máximo de vorticidad se encuentra sobre

el centro de la República Mexicana. La evolución observada a 500 mb muestra como el flujo estuvo determinado por el paso del sistema invernal. Durante las 24 horas de pronóstico se puede verificar que el modelo WRF captura la evolución sinóptica del sistema, ubicando en posición, forma y magnitud los centros de máxima vorticidad relativa esperados en un sistema organizado de latitudes medias. Sin embargo, hacia el final del tiempo de integración se comienzan a visualizar deformaciones en el campo de geopotencial, lo que indica que el pronóstico comienza a perder habilidad.

3.4.2. Evaluación de variables meteorológicas en superficie

Una vez que se ha establecido la adecuada captura del sistema sinóptico en la condición inicial y que el modelo WRF es capaz describir la evolución del sistema durante las 24 horas de pronóstico, se presentan los resultados de las condiciones locales para el Distrito Federal haciendo mayor énfasis en la caracterización de las variables en superficie por contar con información que permite determinar el desempeño del modelo. Las variables seleccionadas fueron: temperatura a 2 m, humedad relativa a 2 m y magnitud del viento a 10 m. La calidad de las observaciones a escala horaria fue verificada en cuanto a consistencia de la información, las escalas, y la ubicación.

En la simulación de la temperatura a 2 m sobre el Distrito Federal, en general el modelo muestra tener gran habilidad para resolverla; en primer lugar la condición inicial 12:00 UTC refleja el efecto de la inicialización, en todos los casos el modelo parte de una condición muy cercana a la observación (Fig. 3.10a), el sesgo entre la observación y el modelo es consecuencia de la descripción de las variables del modelo y el efecto de los ajustes realizados con la técnica de *nudging* (Fig. 3.10b). Por otra parte el modelo es capaz de capturar el ciclo diurno de la temperatura, mostrando el efecto del calentamiento en las horas de mañana, alcanzando el máximo entre el medio día y las seis de la tarde, y hacia la noche marca un suave descenso (Fig. 3.10a).

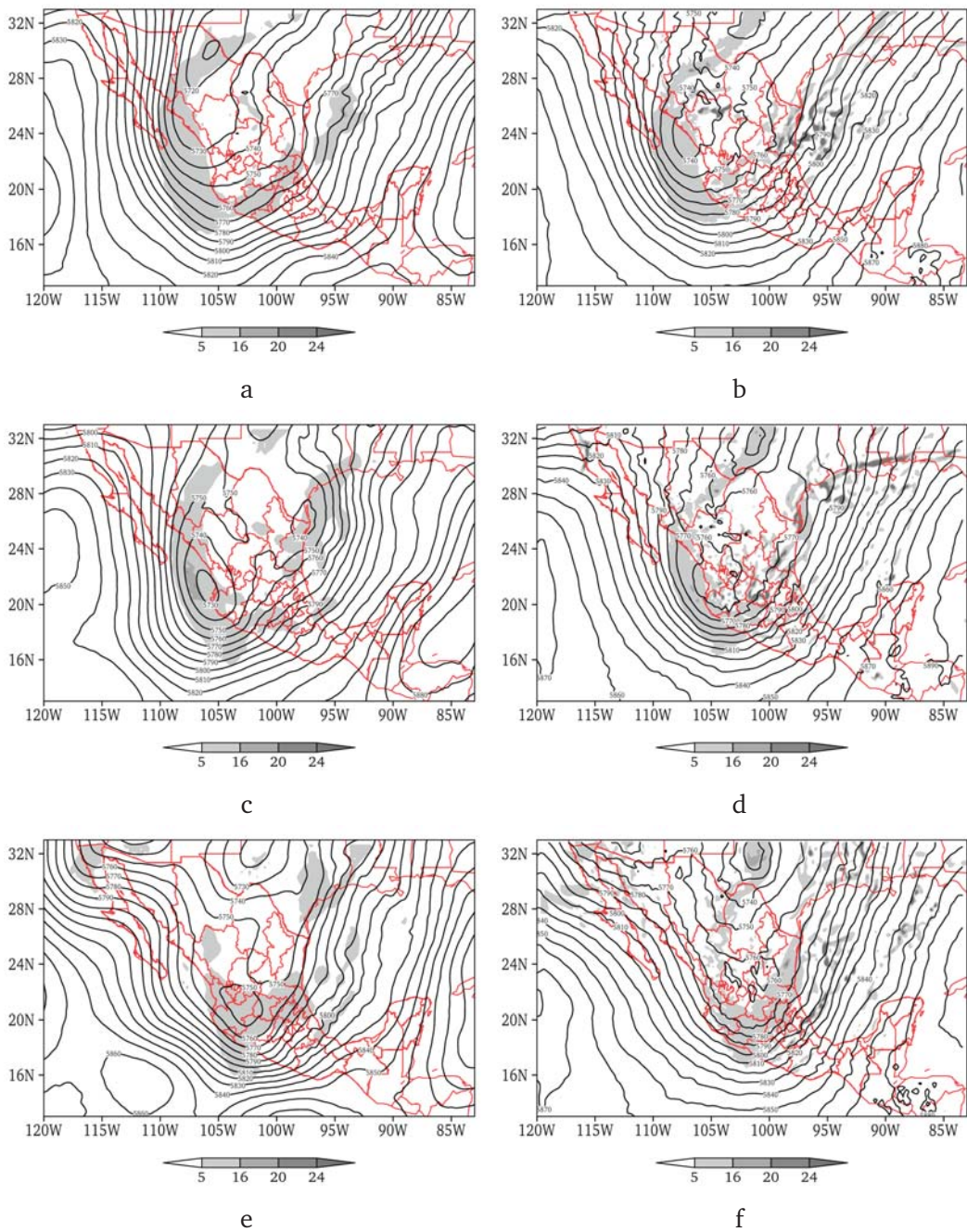


Figura 3.9: Evolución del Frente Frío N°41, en contornos el campo de altura geopotencial (m) a 500 mb y en sombreado la vorticidad relativa ($10^{-5}/s$) a 500 mb, (a) 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 NARR, (b) 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 WRF, (c) 00:00 UTC del 12 de marzo de 2015 NARR, (d) 00:00 UTC del 12 de marzo de 2015 WRF, (e) 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015 NARR y (f) 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015 WRF

Durante las 20:00 y 23:00 UTC del 11 de marzo la continuidad de la variación diurna se interrumpió por efecto de la cobertura nubosa derivada del sistema frontal. El efecto mencionado no fue capturado por el modelo, en las líneas discontinuas se observa la continuidad del ciclo (Fig. 3.10a), lo anterior muestra la limitante de los modelos de mesoescala para resolver cambios muy locales aún y que se cuenten con descripciones a alta resolución. Existe un sesgo asociado al ciclo diurno de la temperatura (Fig. 3.10b), en el que el modelo tiende a tener ciclos que retrasan el calentamiento durante la mañana (13:00-18:00 UTC) y por la tarde sobrestiman el máximo de temperatura para este evento y por la tarde-noche emite con mayor rapidez con respecto a las observaciones.

En el caso de la variable de humedad relativa el modelo resuelve el ciclo de la variación diurna, ubicándola en forma y en posición de acuerdo a las observaciones. Realizar la validación por estaciones resulta ser un método poco eficiente para el caso de estaciones con fuerte influencia orográfica. Los valores modelados difieren de la observación por la configuración obtenida en las condiciones de frontera del modelo. Lo anterior se observa en las estaciones de Ecoguardas (DF06) y la estación de Tres Marías en el estado de Morelos (MO04) (Fig. 3.10c); por encontrarse situadas sobre la sierra, las variaciones en la magnitud llegan al 30%. En el caso de las estaciones con poca o nula influencia orográfica es posible verificar la habilidad del modelo por tener condiciones similares en elevación y parámetros en superficie, en este caso las estaciones de Tezontle (DF04 y DF18) y Texcoco (MX02) la forma, la posición en tiempo y la amplitud del ciclo es captado con habilidad. Además, se encontró un error en la descripción de la humedad relativa durante la noche, el modelo sistemáticamente tiende a subestimar la magnitud entre las 04:00 y 10:00 UTC tanto en la condición invernal como en verano³. En el caso de la magnitud del viento, el modelo de mesoescala simula claramente las variaciones diurnas presentando velocidades más altas durante el día y velocidades más bajas por la noche. El modelo en la ubicación de

3. Aún y cuando se está consciente de los inconvenientes de comparar resultados de modelos contra información de estaciones, se tuvo que recurrir a ello por no existir información confiable en malla a alta resolución, y tampoco existe la densidad de estaciones necesaria para construir los campos observados de calidad.

Tezontle (DF-18) (Fig. 3.10d), captura con gran habilidad la evolución diurna de la velocidad el viento. El resto de las estaciones capturan el ciclo en forma general la magnitud, las variaciones se deben a efectos locales por la influencia orográfica. Los modelos de mesoescala presentan grandes dificultades para resolver los flujos sobre las pendientes de las montañas (Warner, 2010).

3.4.3. Precipitación

La precipitación generada sobre el Distrito Federal por el paso del frente frío N°41 estuvo determinada por el aporte de humedad proveniente del Océano Pacífico. La interacción entre el flujo de aire húmedo y las condiciones de forzamiento dinámico por la presencia de la barrera orográfica donde se sitúa el Ajusco fueron determinantes en la configuración de la precipitación. El máximo de precipitación registrada se ubicó en la región de las lagunas de Zempoala en el estado de Morelos (Fig. 3.12a). La distribución espacial observada se logró caracterizar con la construcción de campos observados basados en información del SMN y SACMEX a tasas horarias. La precipitación para el evento frontal se caracterizó por tener una distribución con un gradiente de sur a norte, localizando la mayor precipitación en el sur del Distrito Federal.

Con la finalidad de conocer la habilidad del modelo de mesoescala WRF para generar precipitación, se realizaron los ajustes descritos en este trabajo para garantizar la captura de las condiciones dinámicas y físicas en el centro del país. Debido a que el problema de pronosticar la precipitación es sensible a muchas de las variables descritas en el modelo, desde la descripción de variables en superficie, la elección del mejor esquema de cúmulus, la resolución, hasta factores numéricos como el paso de tiempo, se realizaron cuatro experimentos, uno en modo de reanálisis y tres en forma de pronóstico. Todos los experimentos se corrieron bajo la misma configuración, excepto la versión nombrada WRF-BM donde se modificó el paso de tiempo de integración.

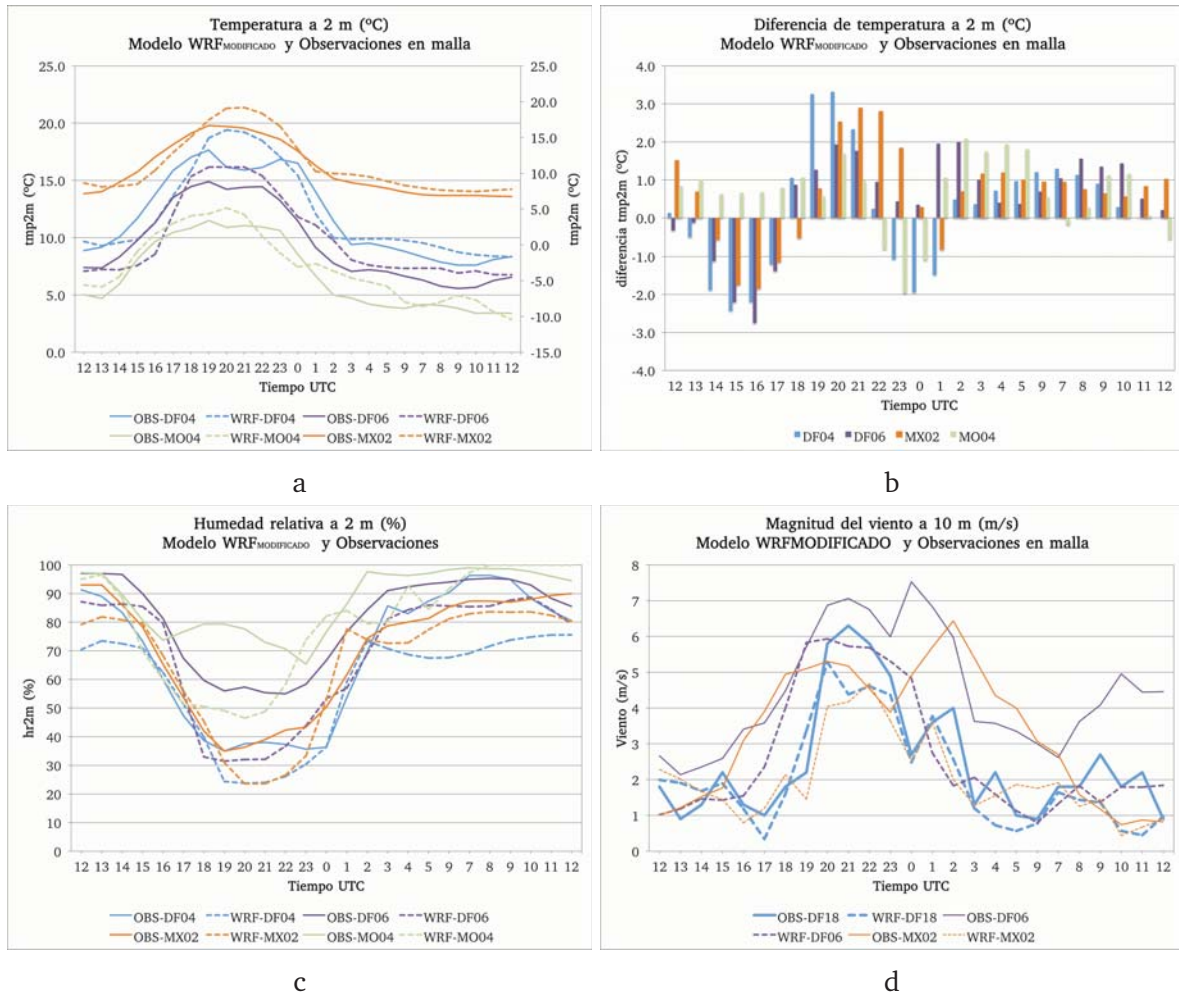


Figura 3.10: Comparación entre observaciones en superficie y variables modeladas del evento frontal para el periodo 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015, (a) temperatura a 2 m (°C), (b) sesgo de la temperatura a 2 m (°C), (c) humedad relativa a 2 m (%) y (d) magnitud del viento a 10 m (m/s)

Los resultados mostraron en primer lugar el efecto de la inicialización y del ajuste dinámico del modelo, con ello se evitó la generación de precipitación durante las primeras horas de integración. Por otra parte, la hora de inicio de la precipitación se ajustó hacia las horas de la tarde tal como ocurre en la realidad. Al comparar la estación más cercana a donde ocurrió el máximo de precipitación en Tres Marías, Morelos (Fig. 3.11a), todos los experimentos realizados apuntan a resolver el inicio de la precipitación entre las 22:00 y 23:00 UTC del 11 de marzo, durante las primeras 18 horas de pronóstico logró capturar a

nivel temporal la generación de precipitación para esa región. Dentro del Distrito Federal, en la ubicación de la estación de Ecoguardas (Fig. 3.11b), el modelo comienza a generar precipitación tres horas antes que la registrada por las observaciones. Sin embargo, a lo largo de las 18 horas de pronóstico la precipitación llega a describir la evolución sobre la pendiente de la sierra. Para esta ubicación se hace evidente el efecto del cambio en el paso de tiempo, bajo una misma configuración pero con pasos de tiempo de 48 s para el experimento WRF-BMJ y de 72 s para el experimento nombrado WRF-BMJ-TS, obteniéndose cambios significativos en la generación y distribución de la precipitación a lo largo de la integración del pronóstico. El impacto del paso de tiempo en el pronóstico numérico depende de la correcta elección en base al sistema que se desea modelar, esto implica conocer la velocidad de los procesos que dan origen al tiempo atmosférico para cada región (Pielke Sr, 2002). Una de las regiones que presenta mayor problema en el pronóstico de precipitación es el oriente de la ciudad, muestra de ello es la estación situada en Tezontle (Fig. 3.11c), que a pesar de contar con una descripción adecuada de los parámetros en superficie y de ajuste dinámico, sistemáticamente tiene un sesgo a generar menos precipitación que la observada, todo indica que es un problema con los parámetros del esquema de cúmulus y microfísica. En el poniente se consideró la estación de la Presa Madín (Fig. 3.11d), en este caso el modelo captura el inicio de la precipitación a las 12:00 UTC. Aún y cuando al término del ciclo de integración se alcanzan tasas de precipitación comparables con la realidad, el modelo presenta deficiencias en la evolución horaria. En las estaciones de Tezontle y Presa Madín se observa el impacto del esquema de cúmulos; el esquema de KF sistemáticamente para el Distrito Federal tiende a sobreestimar la precipitación (en un apartado posterior se explica el efecto de esquema sobre la atmósfera en la región centro del país).

La distribución espacial obtenida después de 24 horas de integración corrobora la mejora en la descripción de la precipitación a 12 km (Fig. 3.12a). El máximo de precipitación concuerda con el patrón obtenido a partir de las observaciones y la estimación por satélite CMORPH en el Distrito Federal. Se consiguió ajustar la posición del patrón de precipitación a la componente orográfica, lo que indica que el esquema de cúmulus BMJ, activa la

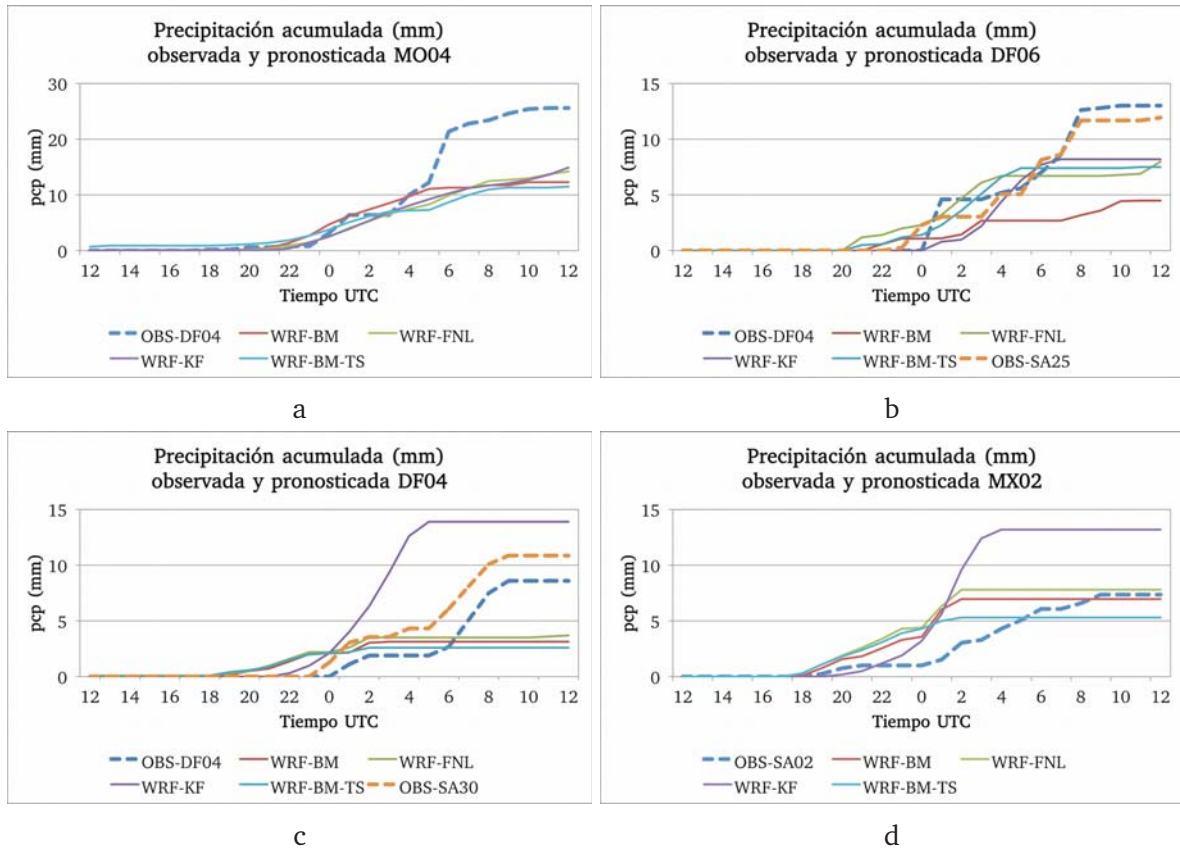
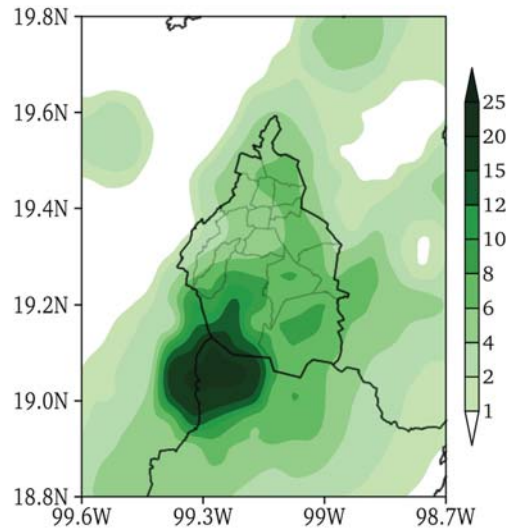


Figura 3.11: Precipitación acumulada y precipitación modelada del evento frontal para el periodo 12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 12:00 UTC del 12 de marzo de 2015, (a) estación Tres Marías, Morelos, (b) estación Ecoguardas, (c) estación Tezontle y (d) estación Presa Madín

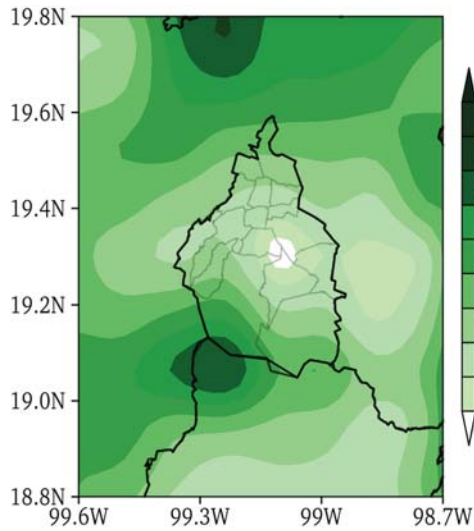
convección en lugar y posición aproximada cuando se tienen sistemas organizados, aunque en algunas regiones existe un desfase temporal (Fig. 3.12b). A diferencia del esquema BMJ el esquema KF sobreestima la precipitación sobre la ciudad y el máximo de precipitación al sur de Distrito Federal se encuentra desplazado (Fig. 3.12c). La marcada diferencia entre los patrones obtenidos con cada uno de los esquemas de cúmulos se debe al tipo de mecanismos descritos en las parametrizaciones para remover la inestabilidad de la atmósfera y sus funciones de activación. A nivel regional en el norte del Estado de México el modelo activó convección, generando precipitación que no fue observada.

PCP-OBS acumulada (mm)
12:00 UTC 11-MARZO-2015
a las 06:00 UTC 12-MARZO-2015



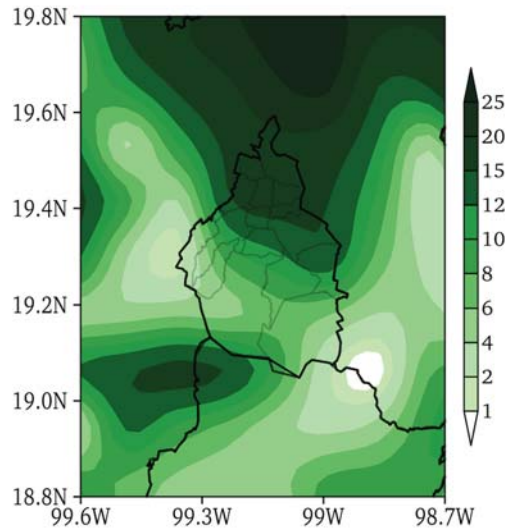
a

PCP-WRF-BMJ acumulada (mm)
12:00 UTC 11-MARZO-2015
a las 06:00 UTC 12-MARZO-2015



b

PCP-WRF-KF acumulada (mm)
12:00 UTC 11-MARZO-2015
a las 06:00 UTC 12-MARZO-2015



c

Figura 3.12: Campos de precipitación total acumulada (mm), observada y pronosticada para el periodo de 24 horas de integración (12:00 UTC del 11 de marzo de 2015 a 06:00 UTC del 12 de marzo de 2015), (a) observación construida a partir de estaciones del SMN, SACMEX y CMORPH, (b) pronóstico de precipitación acumulada 24 horas, obtenida del esquema BMJ, y (c) pronóstico de precipitación acumulada 24 horas, obtenida del esquema KF

3.5. El modelo de mesoescala WRF condición de verano para el Distrito Federal

Una vez establecidas las modificaciones en la configuración del modelo WRF, se realizaron experimentos en modo de pronóstico durante el mes de julio de 2015 con el objetivo de cuantificar el impacto de la nueva configuración. En pronósticos de resoluciones intermedias a altas, el uso y el desempeño de las parametrizaciones son determinantes en la generación de precipitación. En particular, durante el verano la adecuada elección de la parametrización de la convección definirá la habilidad del pronóstico a resolver las condiciones para la región de estudio. A diferencia de las condiciones invernales en donde los sistemas son más organizados, en el verano la precipitación se genera en gran medida por sistemas convectivos, los cuales se caracterizan por tener pequeña escala espacial y periodos de vida que van de minutos a horas. Aunque se cuente con modelos calibrados que describan la dinámica de la región, el nivel de predictibilidad disminuye en verano por las características de los sistemas y por el uso de descripciones incompletas de los procesos físicos (parametrizaciones).

3.5.1. Pronóstico de temperatura máxima, media y mínima

El análisis de sensibilidad de la condición de verano se construyó a partir de la integración de experimentos diarios durante el mes de julio de 2014 y de las observaciones de temperatura en superficie en malla. Los cambios realizados en el modelo permitieron describir con mayor detalle el efecto de la urbanización en las variables meteorológicas de superficie sobre la Ciudad de México. A partir de las modificaciones realizadas se lograron cambiar los procesos de calentamiento local por fuentes superficiales. Lo anterior tuvo como consecuencia cambios en el espesor de la atmósfera y en el gradiente de temperatura, induciendo variaciones en el gradiente de presión, lo que reconfiguró las circulaciones dentro de la ciudad (Fig. 3.2). El efecto de las fuentes de calentamiento superficiales se refleja en la variable de temperatura pronosticada a escala mensual. La versión modificada del

modelo WRF (Fig. 3.13c) presentó mayor habilidad para pronosticar la tmp2m promedio de julio de 2014 con respecto a la versión de control (Fig. 3.13a). El patrón pronosticado es consistente con el campo observado (Fig. 3.13b), ubicando el máximo de temperatura sobre la mancha urbana e intensificando el gradiente horizontal con los alrededores de la ciudad. Sin embargo, al norte del Estado de México el modelo tiende a pronosticar temperaturas más frías de acuerdo a lo observado. En el caso de los valores extremos se obtuvieron campos con una distribución espacial acorde a los patrones esperados, a pesar de ello persiste el error sistemático sobre el pronóstico de temperatura máxima y mínima. El patrón pronosticado se logró reconfigurar, pero existe un desfase en la posición asociado a la resolución del diseño de los experimentos y a la descripción de los parámetros en superficie. El patrón pronosticado de temperatura máxima (Fig. 3.13d y 3.13f) confina a la ciudad dentro de un área bien delimitada con temperatura más elevada que sus alrededores, a diferencia del patrón observado (Fig. 3.13e) en donde se aprecia un debilitamiento del gradiente de temperatura hacia el norte de la ciudad. Lo anterior representa un efecto artificial producto de la integración cuando se tienen dos superficies con propiedades muy contrastantes, lo que genera gradientes intensos de temperatura y humedad entre la zona urbana y sus alrededores. Las variaciones en los campos ocurren a nivel tridimensional y son los causantes de los cambios en la condición de estabilidad a escala local necesaria para la formación y propagación de las tormentas en el pronóstico. Finalmente, la temperatura mínima pronosticada (Fig. 3.13i) logra describir el efecto de la burbuja de aire tibio que permanece sobre la ciudad durante la noche (Jáuregui, 2000) (Fig. 3.13h), a diferencia del experimento de control (Fig. 3.13g), en donde queda confinada únicamente al centro de la ciudad.

3.5.2. Contenido de agua precipitable

A lo largo de la historia la atmósfera de la Ciudad de México ha sufrido alteraciones provocadas principalmente por el cambio en la cobertura del entorno. Se ha documentado a través de diversos estudios variaciones en las tendencias de variables meteorológicas como

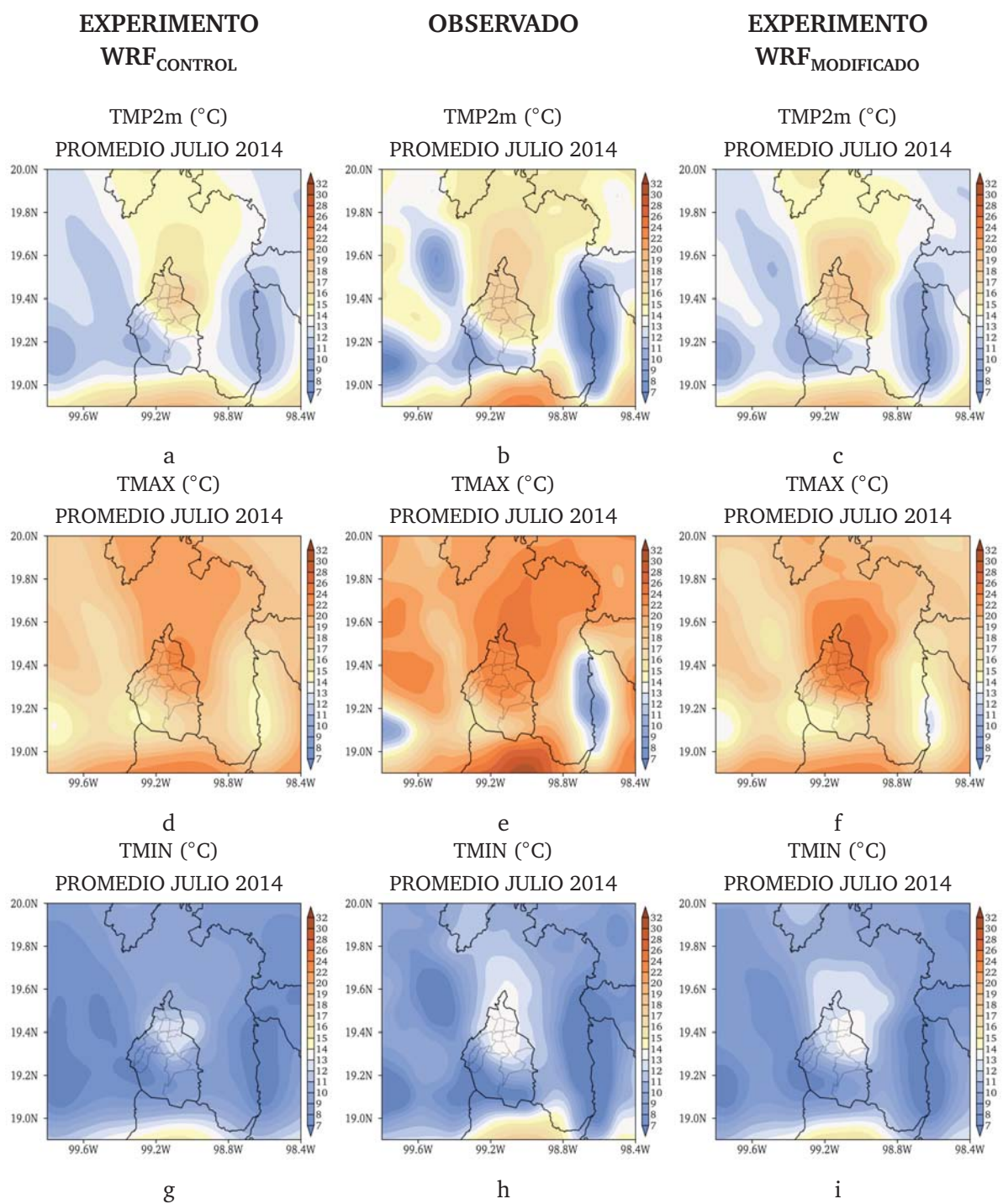


Figura 3.13: Campo de temperatura a 2 m (°C) pronosticada y observada para el mes de julio de 2014

la temperatura, la precipitación y la humedad (Aquino, 2012).

En particular, la humedad es un parámetro determinante en los procesos atmosféricos a diferentes escalas de tiempo y espacio, de ahí su importancia en la modelación de la atmósfera. El contenido de agua, la distribución espacial y los mecanismos de transporte son fundamentales en la formación de nubes, la activación de la convección, en los procesos microfísicos y finalmente en el pronóstico de la precipitación.

Conocer la distribución de la humedad en la atmósfera a través de diferentes fuentes de información permitiría mejorar el pronóstico a corto plazo. En la actualidad para la región de estudio, únicamente se cuenta con dos radiosondeos al día 00:00 y 12:00 UTC en la estación de Tacubaya, y en el norte de la ciudad se encuentra en funcionamiento un perfilador a cargo de Secretaría del Medio Ambiente de la Ciudad de México (datos que no fueron considerados para este trabajo). Por la ubicación de los puntos de medición, y por la falta de cobertura espacial y temporal, es complicado realizar el diagnóstico en altura de las condiciones atmosféricas que ocurren antes, durante y después de una tormenta. También se ve afectada la inicialización de los modelos numéricos porque no es posible corregir la condición inicial, lo que se traduce en una importante fuente de error en el pronóstico numérico del tiempo.

Con el fin de conocer la distribución espacial del contenido de agua precipitable se recurrió a productos de percepción remota. La información del satélite de la NASA permite estimar el contenido de agua precipitable a partir de la columna de vapor medida. Por la trayectoria de la órbita del satélite, el centro del país se restringe a dos barridos diarios aproximadamente a las 04:00 y 18:00 UTC. Las fechas disponibles fueron las 18:00 UTC del 20 y 21 de julio de 2014 (Fig. 3.14). El modelo es capaz de generar la condición regional en cuanto a la distribución espacial de la variable de agua precipitable, pero en el pronóstico de las condiciones a escala local el modelo pierde habilidad destacando la marcada dependencia de la componente orográfica.

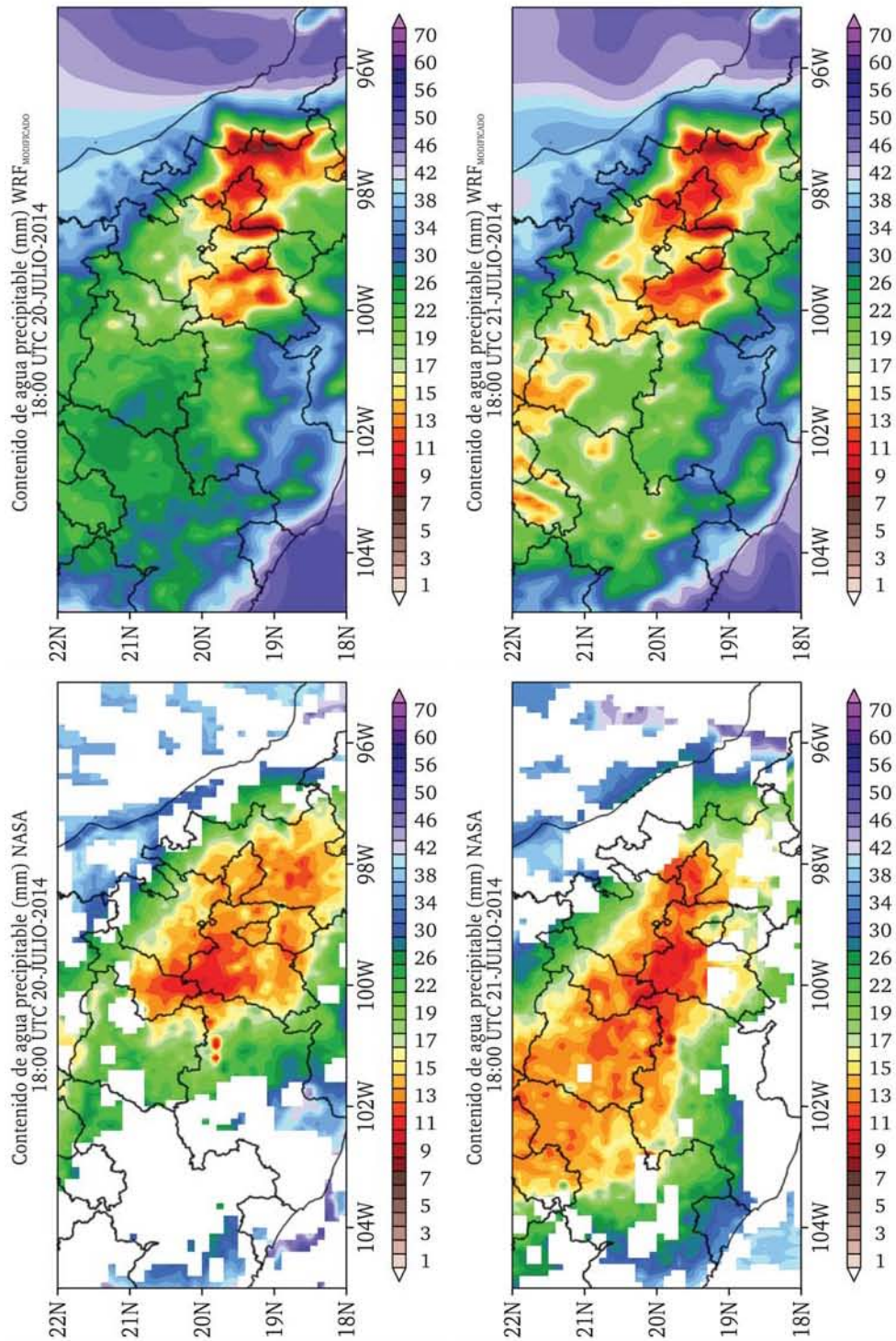


Figura 3.14: Contenido de agua precipitable (mm) a las 18:00 UTC del 20 y 21 de julio de 2014, observado NASA y modelado WRF

3.5.3. Caso de estudio del 16 de julio de 2014

El análisis realizado consideró el experimento con fecha de las 12:00 UTC del 16 de julio de 2014 a las 12:00 UTC del 17 de julio de 2014. Las simulaciones se realizaron bajo la configuración descrita para la versión modificada del WRF, a excepción de que se modificó el esquema de convección, empleando las parametrizaciones de KF y BMJ. Las condiciones meteorológicas para esa fecha estuvieron determinadas por el paso de la Onda Tropical (OT) N°13, la cual se desplazó hacia el oeste sobre sur y centro del país. Para las 00:00 UTC del 17 de julio de 2014. Se estableció una circulación ciclónica sobre el Distrito Federal asociada al paso de la OT (Fig. 3.15); las condiciones de temperatura, de humedad y de inestabilidad fueron las necesarias para la activación y desarrollo de eventos convectivos localizados en diferentes puntos del Distrito Federal.

La importancia de la descripción de las variables de pronóstico en altura son determinantes para obtener pronósticos de calidad. En la evaluación de la habilidad del modelo para capturar la condiciones en altura se consideró el radiosondeo de la estación de Tacubaya (00:00 UTC del 17 de julio de 2014), se compararon los perfiles de temperatura y de humedad de ambos pronósticos. Los perfiles fueron tomados después de integrar el pronóstico 12 horas. Ambos experimentos capturan la estructura vertical de la variable de temperatura, pero el esquema KF presenta un sesgo a subestimar la temperatura alrededor de 2°C cerca de la superficie (Fig. 3.16a) y genera una extensa capa saturada entre los 700 y 550 mb que no corresponde al perfil observado. En el esquema de tipo BMJ el sesgo de la temperatura en superficie disminuye a 1°C y la estructura de la variable húmeda se ajusta a la observación. Aunque a determinado nivel el radiosondeo llega a la saturación, el modelo no lo logra. Sin embargo, al nivel de saturación observado en el modelo presenta una disminución en el valor de la depresión del punto de rocío (Fig. 3.16b). En modelos numéricos de predicción del tiempo la condición de saturación se establece a partir de valores de humedad relativa alrededor de 70% para la generación de precipitación. Este valor cambiará dependiendo de la aproximación que se use. Basta

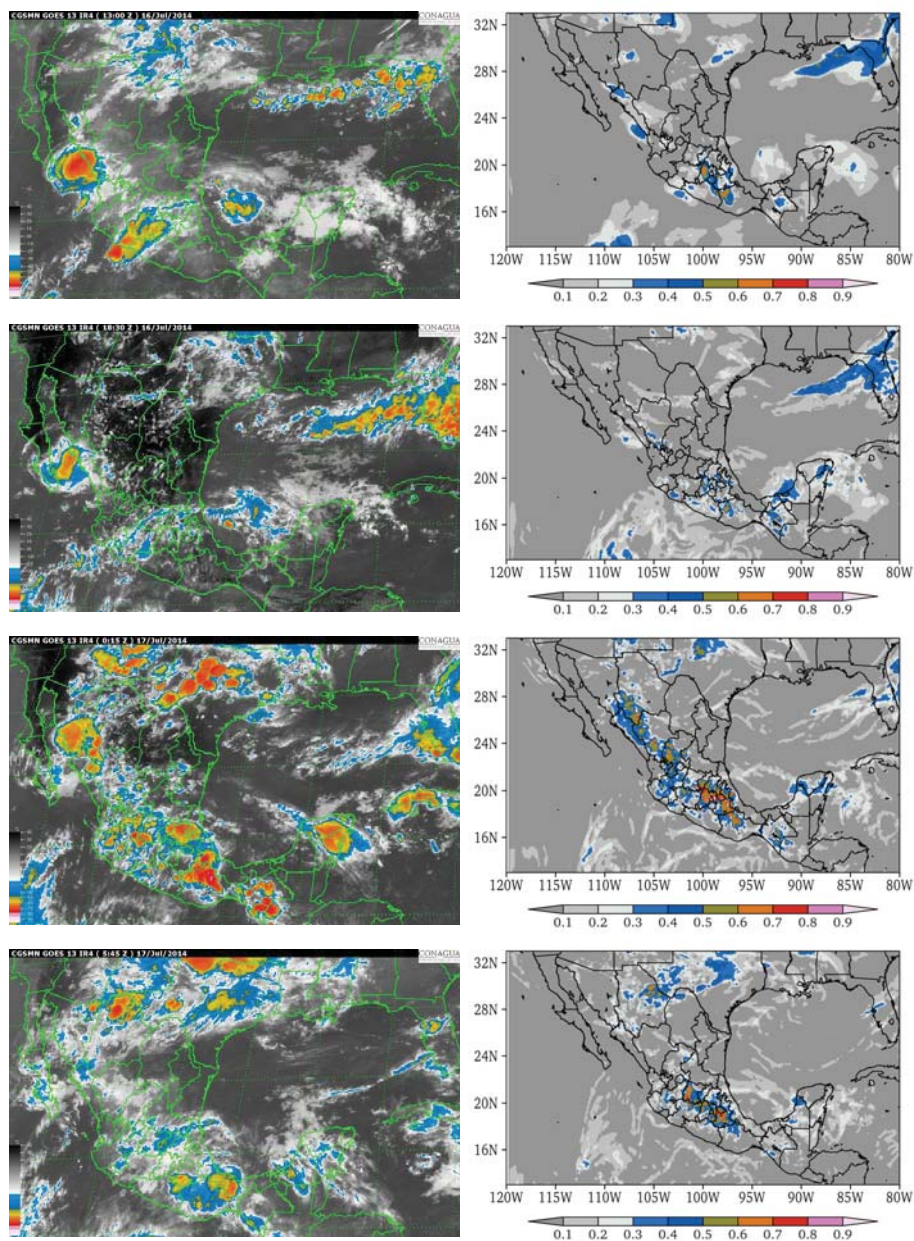


Figura 3.15: Secuencia de imágenes de satélite infrarrojo izquierda para el experimento de las 06:00 UTC del 16 de julio a las 12:00 UTC del 17 de julio de 2014, pronóstico de la variable *Cloud fraction*

con valores pequeños de depresión del punto de rocío, de humedad relativa, de energía convectiva disponible (CAPE, por sus siglas en inglés), de velocidad vertical, etc., para que se activen los mecanismos de generación de precipitación (Warner, 2010). El mayor

impacto observado en los experimentos en términos de variables de pronóstico se observó en la distribución vertical de la humedad (Fig. 3.16c), en particular cerca de la superficie el modelo presenta dificultad en resolver la estructura, esto se debe en parte al esquema de convección, y de cómo remueve la inestabilidad y por otra parte los efectos inducidos por el esquema de parametrización de la capa límite planetaria (Pielke Sr, 2002). En general el esquema BMJ resolvió con mayor habilidad las condiciones sobre el Distrito Federal, en cuanto a descripción horizontal y vertical de las variables de pronóstico. Sin embargo, presenta dificultades para resolver la convección somera y profunda que impacta en la predictibilidad del modelo, además los centros de activación de la convección presentan un error en la ubicación.

En la evolución horaria el modelo WRF simuló las condiciones de la dinámica de la región permitiendo la activación de los esquemas que generan la precipitación en el modelo (convección y microfísica). Los resultados mostraron la capacidad del modelo para activar la convección en el instante de tiempo adecuado (Fig. 3.17). A pesar de ello, el modelo presenta un error típico en la ubicación de la convección. Uno de los principales errores de los esquemas de convección es que se activan ya sea en instantes de tiempo distintos al observado, o tienden a tener un sesgo espacial, ubicando los centros de convergencia en posiciones no adecuadas cuando se tienen circulaciones bajo la influencia de un forzante (Pielke Sr, 2002; Lin, 2007; Warner, 2010).

El evento seleccionado comenzó a desarrollarse a partir de las 22:00 UTC generando precipitación en el norte del Distrito Federal, y en un análisis de flujo de humedad y de convergencia de flujo de humedad a 700 mb por ser un nivel muy cercano al nivel de timoneo de las tormentas, se observa el máximo en el noreste del Distrito Federal. Para las 23:00 UTC el centro de convergencia se desplazó al sur, situándose sobre la ciudad y se observa el transporte de la humedad de regiones aledañas al centro de la ciudad (Fig. 3.17). A las 00:00 UTC el centro de convergencia se dividió, ubicándose en el poniente de la ciudad y al este del Estado de México. Es en este tiempo que se presenta el evento de precipitación más

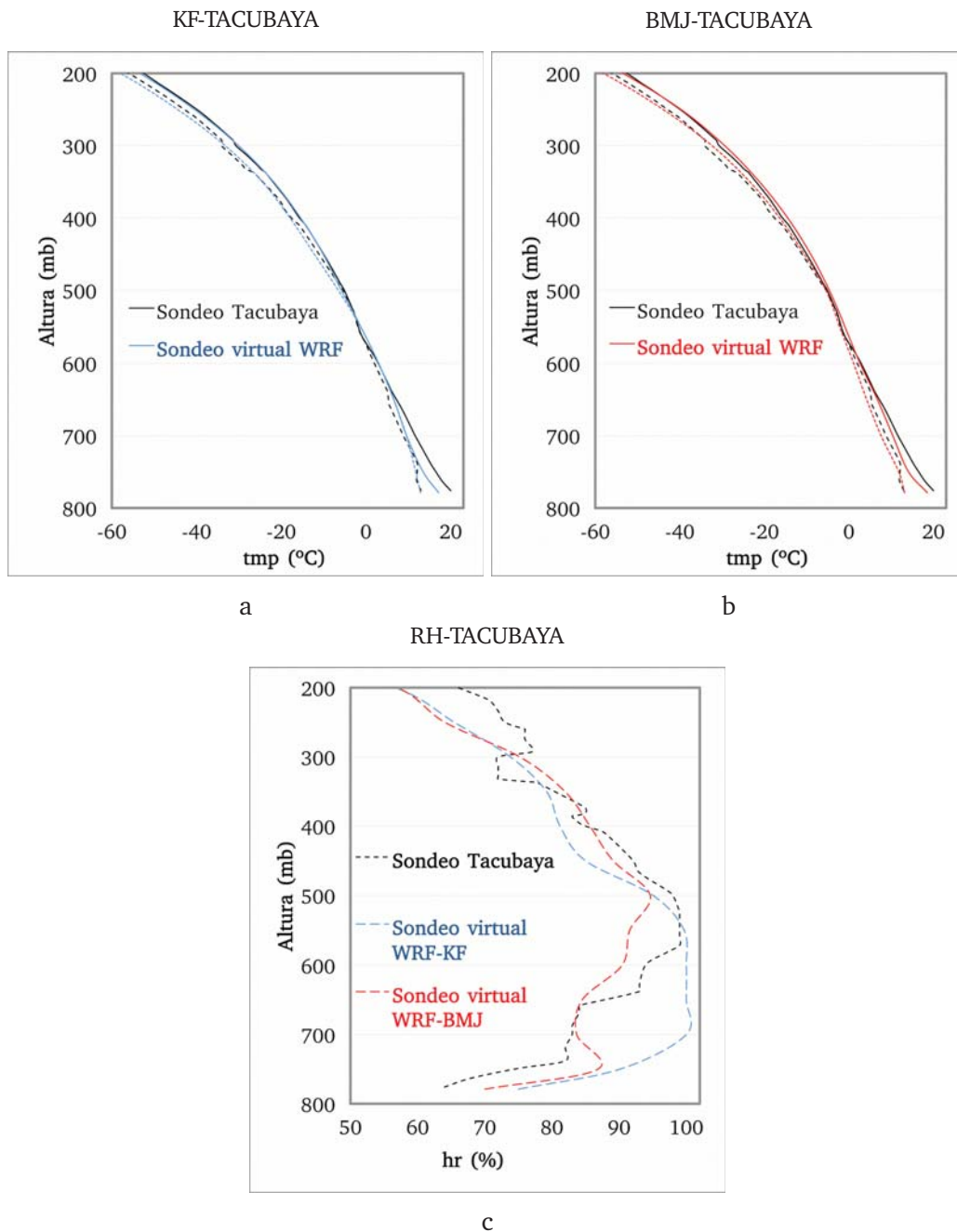
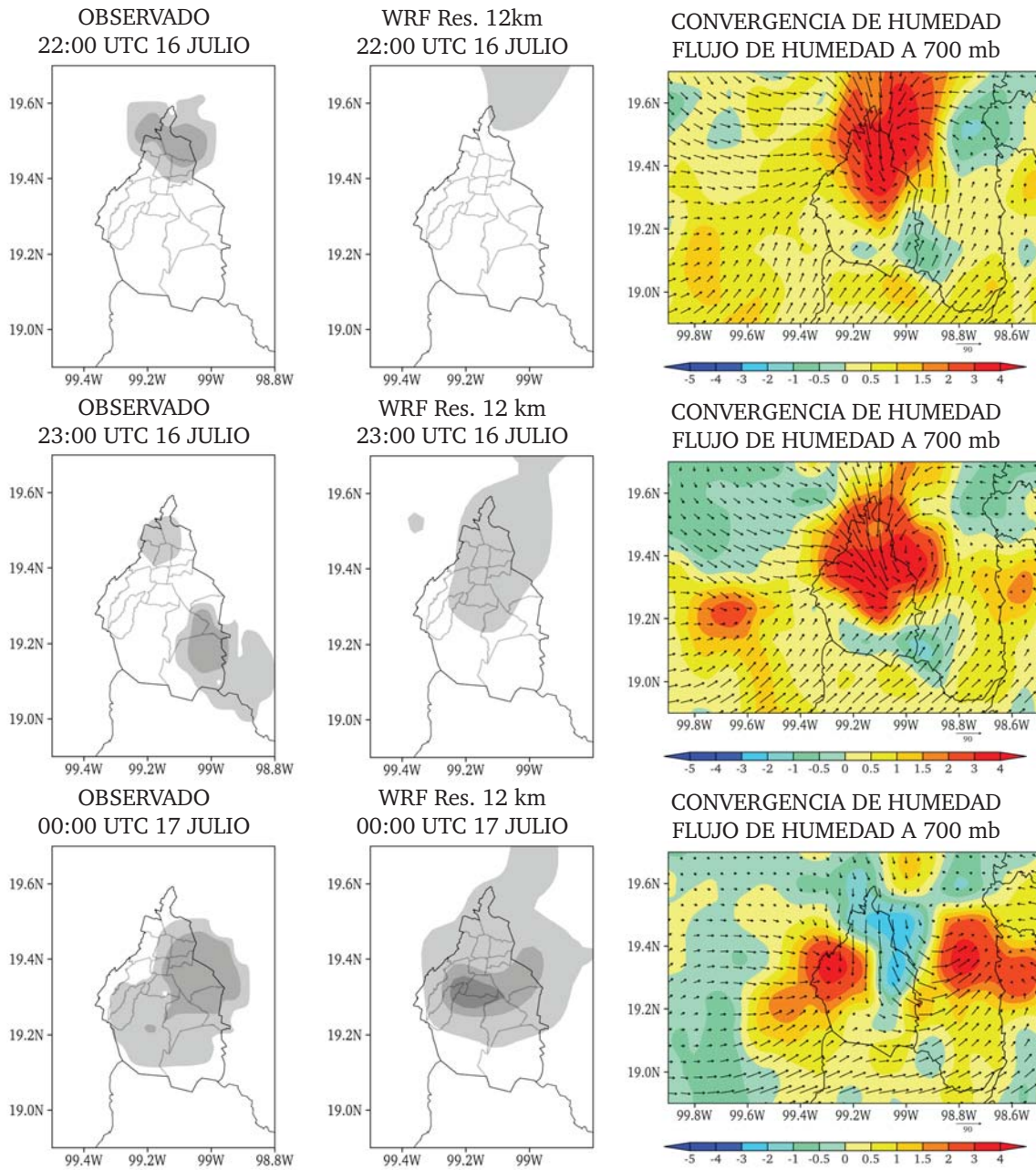


Figura 3.16: Perfil obtenido del radiosondeo de la estación de Tacubaya a las 00:00 UTC del 17 de julio de 2014 y de los experimentos realizados, (a) perfil de temperatura del aire (°C) (línea continua) y temperatura de punto de rocío (°C) (línea discontinua), en negro radiosondeo Tacubaya, en azul sondeo virtual del modelo WRF usando el esquema de convección KF; (b) radiosondeo Tacubaya, en rojo sondeo virtual del modelo WRF usando el esquema de convección BMJ; (c) perfil de humedad relativa (%) se respetan los colores de las figuras anteriores

importante, en donde se hace evidente el sesgo espacial entre el modelo y la observación. Finalmente, para las 01:00 y 02:00 UTC la convergencia de flujo de humedad a 700 mb se establece del norte, ubicando los centros de convergencia en los altos orográficos de la región estableciendo una zona de subsidencia sobre la ciudad. A las 02:00 UTC la posición del patrón de precipitación se invierte de norte a sur, perdiendo habilidad en la simulación del modelo. Lo anterior demuestra las limitaciones en la capacidad de los modelos de mesoescala para generar las condiciones necesarias en la formación de tormentas convectivas.

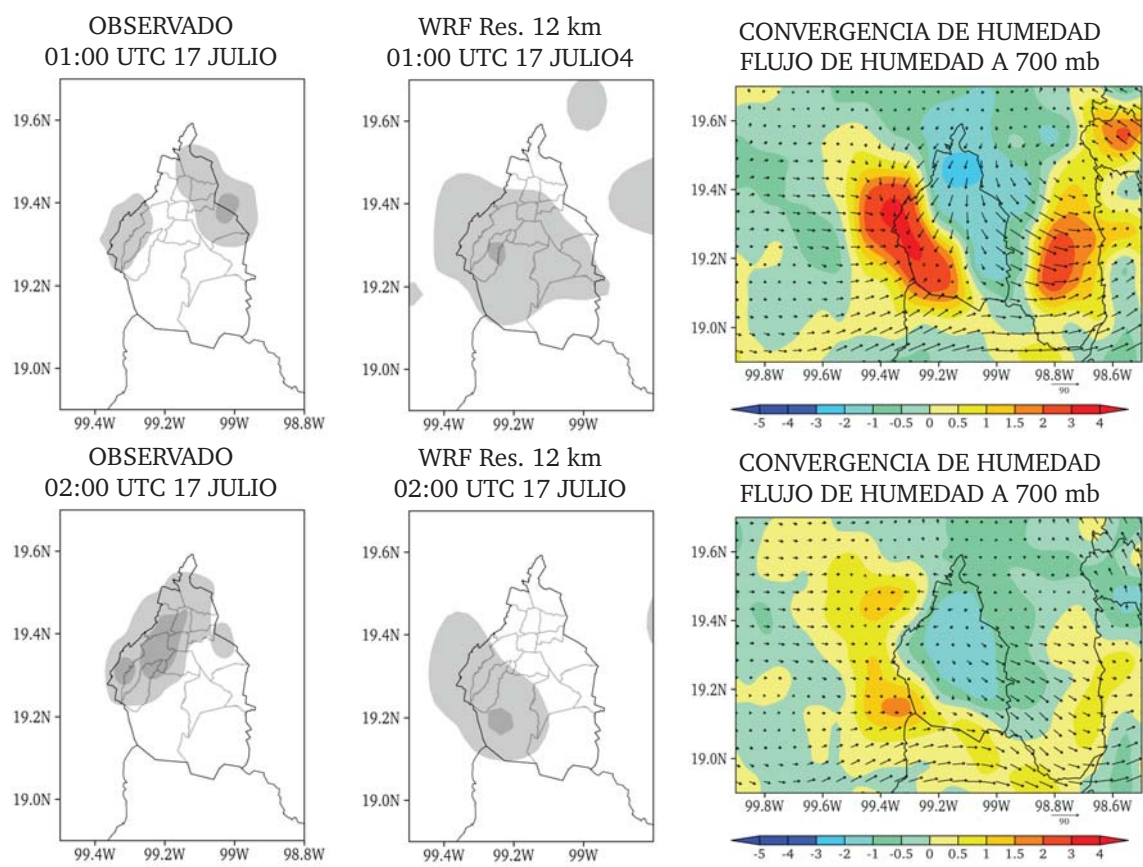
A continuación se presenta el análisis a 24 horas y la evolución horaria de la precipitación, asociados a la activación de los centros de convección sobre el Distrito Federal para el periodo de las 23:00 UTC del 16 de julio de 2014, a las 03:00 UTC del 17 de julio de 2014. Los resultados muestran la habilidad del modelo WRF para pronosticar el evento cuando se usa el esquema de convección BMJ. En forma general el pronóstico tiende a tener un sesgo a sobrestimar las tasas de precipitación horarias, esto se ve reflejado en el valor acumulado a 24 horas (Fig. 3.18a y 3.18b), en donde el pronóstico de precipitación acumulada a 24 horas llega a valores máximos cercanos a 60 mm, mientras que en el patrón observado la precipitación acumulada oscila en los 25 mm. A pesar de la diferencia en magnitudes, el resultado más importante derivado de este experimento fue la ubicación y la forma del máximo de precipitación pronosticada en el sur-poniente del Distrito Federal, lo que concuerda con el patrón observado obtenido con estaciones del SMN y SACMEX a partir de datos horarios.



Continúa en la siguiente página

Figura 3.17: Secuencia horaria del evento de precipitación ocurrido entre las 22:00 UTC del 16 de julio de 2014 a las 02:00 UTC del 17 de julio de 2014. Se presenta el patrón de precipitación observado (izquierda), patrón pronosticado con el modelo WRF (centro), y convergencia de humedad ($\text{kg}/\text{kg}/\text{s}$) $1\text{e}-5$ en sombreado y convergencia de flujo de humedad ($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$) a 700 mb en vectores (derecha). En el caso de los patrones de precipitación únicamente se considera la ocurrencia del evento, debido al sesgo del modelo a sobrestimar las tasas horarias de precipitación

Figura 3.17 – Continuación de la página anterior



Finalmente, se realizó un análisis temporal que involucra la temperatura potencial equivalente (Θ_e) sobre el centro de la Ciudad de México con el fin de comprender la capacidad del modelo WRF para modificar las condiciones de estabilidad cuando ocurre un desarrollo convectivo importante. Se tomó el punto de malla correspondiente al centro de la Ciudad de México en donde se pronosticó precipitación (00:00 UTC de 17 de julio de 2014).

Con el fin de determinar las condiciones de estabilidad (Tabla 3.2) se calculó el cambio de la Θ_e en la altura de los experimentos realizados en donde se usaron los esquemas de convección mencionados.

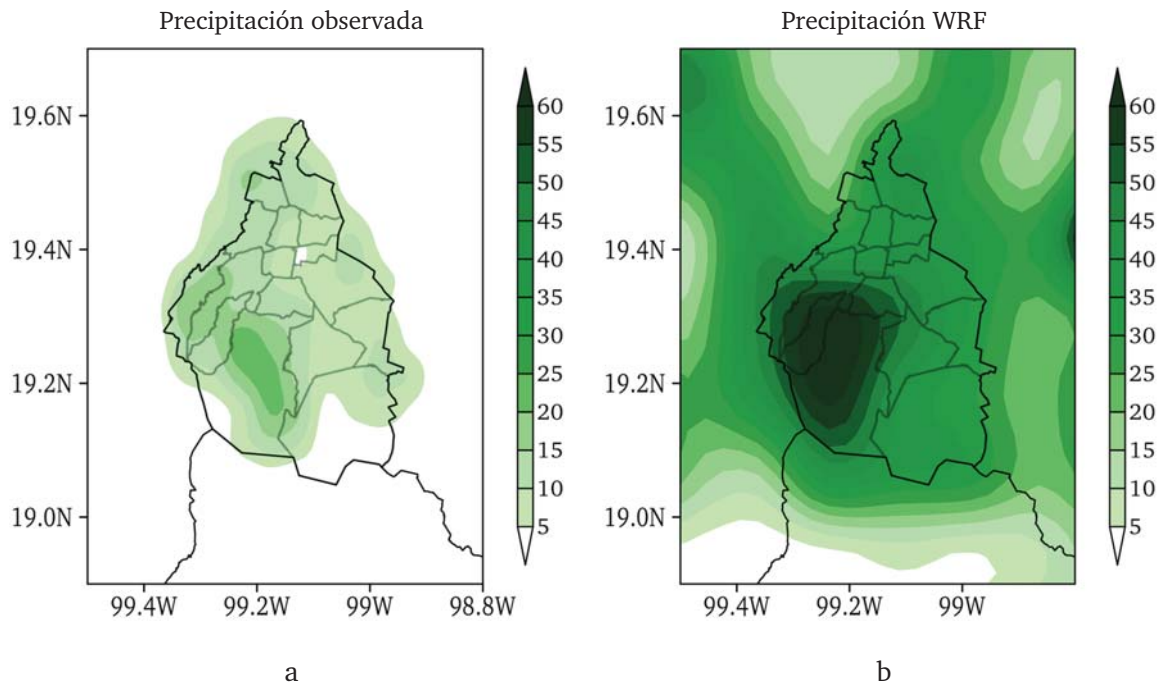


Figura 3.18: Precipitación acumulada entre las 12:00 UTC del 16 de julio de 2014 a las 12:00 UTC del 17 de julio de 2014, (a) precipitación acumulada observada (mm), (construcción a partir de datos de observaciones del SACMEX y SMN) y (b) precipitación acumulada pronosticada con el modelo WRF

Uno de los principales problemas en la simulación de la convección es lograr activarla en el lugar y el tiempo indicado. Los resultados del caso de estudio permitieron mostrar la habilidad de los esquemas para remover la inestabilidad sobre el centro del Distrito Federal. En ambos casos los esquemas de convección lograron simular la condición inestable entre los 700 y 500 mb. Sin embargo, el esquema de convección KF ubicó la región de máxima inestabilidad a las 22:00 UTC del 16 de julio de 2014 provocando un adelanto en tiempo de 2 horas en la producción de precipitación de acuerdo a las observaciones (Fig. 3.19a). Por el tipo de mecanismo de activación y de desarrollo de la convección en este esquema entre las 21:00 y 00:00 UTC las condiciones de humedad relativa, velocidad vertical, y CAPE caen dentro del rango requerido para la activación de la convección, cuando la CAPE es consumida por completo el esquema detiene abruptamente el desarrollo de la convección llevando a la estabilidad a la atmósfera en horas posteriores a 01:00 UTC, desplazando

$-\frac{\partial \Theta_e}{\partial p}$	<	0	Inestable
$-\frac{\partial \Theta_e}{\partial p}$	=	0	Neutra
$-\frac{\partial \Theta_e}{\partial p}$	>	0	Estable

Tabla 3.2: Criterios de estabilidad a partir de la derivada parcial de la temperatura potencial equivalente en dirección vertical

la zona de inestabilidad entre los 600 y 550 mb, y con ello la redistribución vertical de las variables húmedas en el modelo, provocando un desplazamiento de la humedad de los niveles bajos a niveles superiores (línea azul en la Fig. 3.19a). El estado post-convectivo mostrado ha sido documentado por Pielke Sr (2002), y Stensrud et al. (2009). La condición post-convectiva que se obtiene de un esquema del tipo KF limita el desarrollo de eventos convectivos posteriores al evento principal. Otro efecto observado al usar este esquema es que sistemáticamente el modelo genera condiciones superactivas, es decir, el modelo llega a la saturación fácilmente. Lo anterior no indica que el esquema de convección no sea útil para esta región, simplemente tiene una baja habilidad con los parámetros descritos, por lo que es necesario hacer una revisión de los elementos de activación y de desarrollo basados en un estudio de convección para el Distrito Federal a partir de observaciones y a partir de ello calibrar la parametrización.

En el caso del experimento realizado con el esquema BMJ, el máximo de inestabilidad lo ubica a las 00:00 UTC (Fig. 3.19b). Aunque el desarrollo de la convección comenzó horas antes, el modelo fue capaz de lograr la activación en la posición y lugar indicado. En un esquema de este tipo la inestabilidad presente se remueve lentamente modificando la estructura o el perfil de humedad y de temperatura, siempre y cuando exista la cantidad de humedad necesaria en los niveles superiores, es por ello que se observa un campo de humedad relativa homogéneo y continuo. A diferencia del esquema anteriormente descrito,

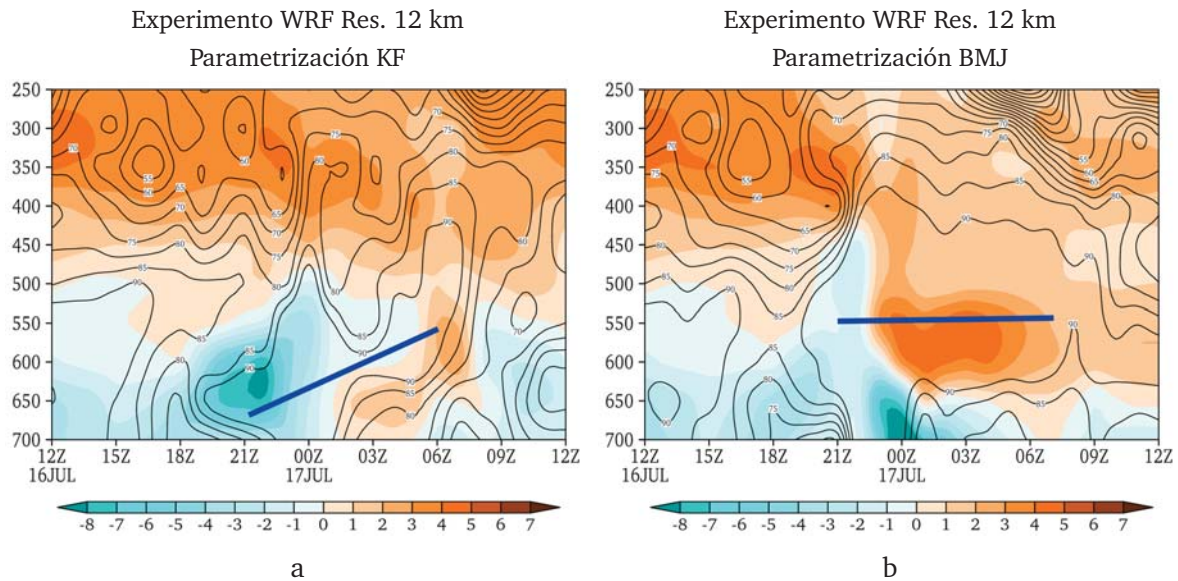


Figura 3.19: Análisis de estabilidad para el centro de la Ciudad de México del (a) experimento empleando la parametrización KF, sombreado $-\delta\Theta_e/\delta p$ (K/mb) y en contornos se presenta la humedad relativa (%) y (b) experimento empleando la parametrización BMJ, en sombreado $-\delta\Theta_e/\delta p$ (K/mb) y en contornos la humedad relativa (%)

en la capa confinada entre los 700 y 600 mb muestra en el estado post-convectivo como el esquema remueve lentamente la inestabilidad manteniendo las condiciones de humedad necesarias para la activación de eventos posteriores, esto se debe a que el esquema BMJ evoluciona modificando el perfil de estabilidad y el consumo de CAPE es gradual en el tiempo.

3.6. Verificación espacial del pronóstico de precipitación

La última etapa del presente trabajo consistió en realizar un análisis espacial de la variable de precipitación para conocer el impacto de las modificaciones realizadas sobre el patrón de lluvias en el Distrito Federal. En el planteamiento del problema del tema de investigación se presentó la baja habilidad de los modelos de mesoescala MM5 y WRF para generar precipitación en el lugar y tiempo indicado (Kozich, 2010; López-Bravo, 2012). Una vez realizados los cambios en cuanto al diseño, la calidad de la condición inicial, las técnicas

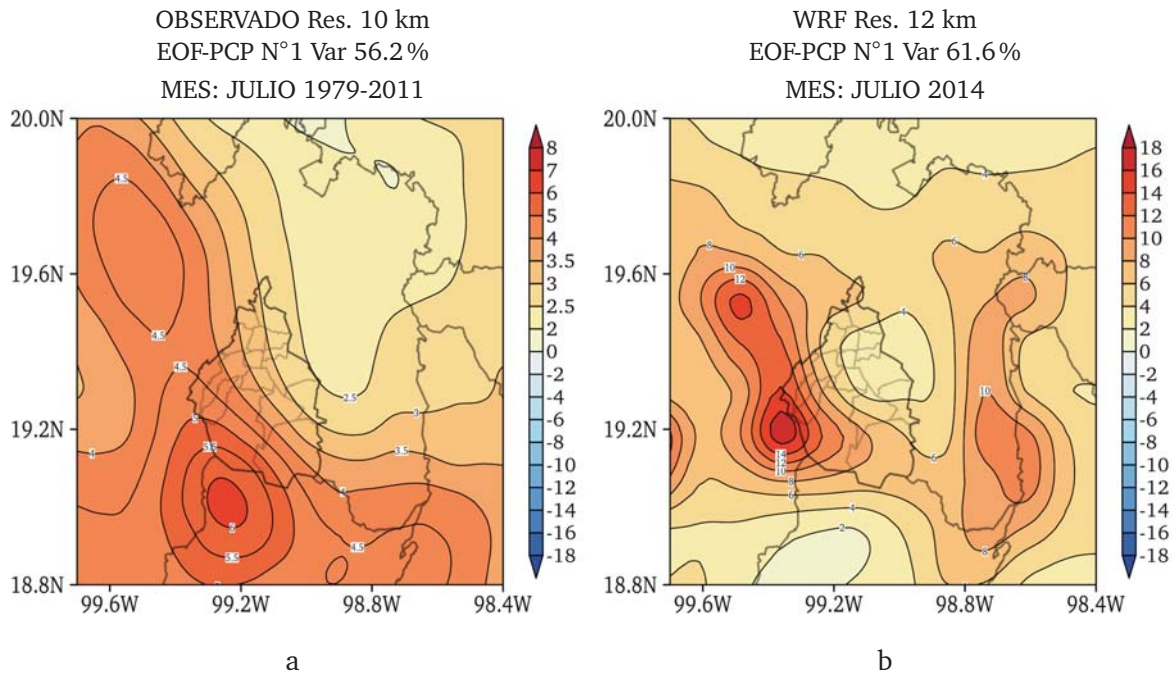


Figura 3.20: Análisis de EOF del campo de precipitación para el mes de julio de 2014, (a) EOF construido a partir de observaciones en superficie y (b) EOF del campo de precipitación pronosticado

de ajuste dinámico, la configuración de parámetros físicos en el modelo y la respuesta del modelo a diferentes condiciones meteorológicas, se planteó realizar un análisis empleando la técnica de EOF con el fin de obtener el patrón dominante del campo de precipitación acumulada diaria en los experimentos realizados para el mes de julio de 2014. El análisis de EOF muestra el cambio en el patrón espacial climatológico pronosticado de precipitación (Fig. 3.20a y 3.20b). El primer modo de variabilidad (EOF 1) de la observación con una varianza total de 56%, muestra un patrón dominado por la componente orográfica en la precipitación para el Distrito Federal y hacia el oriente de la ciudad se observa un gradiente asociado al déficit de lluvia en esa región para el mes de julio (Fig. 3.20a).

El primer modo de variabilidad (EOF 1) obtenido de modelo de mesoescala WRF muestra una varianza total del 61% (Fig. 3.20b). Para el mes de julio de 2014 muestra el efecto de la modificación del patrón de precipitación pronosticado a 24 h, en él se captura la fuerte dependencia de la componente orográfica tal como lo muestra el modo dominante

de precipitación para el mes de julio obtenido de las observaciones. Lo anterior es una medida de las mejoras realizadas al modelo WRF, lo que permitió mejorar el pronóstico de las variables meteorológicas y de los campos derivados a una resolución espacial de 12 km.

Capítulo 4

Conclusiones

4.1. La predictibilidad del modelo WRF

En la Zona Metropolitana del Valle de México, los fenómenos hidrometeorológicos son la causa de cuantiosas pérdidas económicas y humanas, por lo que se ha convertido en un tema de importancia para el Gobierno y los tomadores de decisiones. De ahí la necesidad de contar con información meteorológica de calidad. Contar con pronósticos numéricos del tiempo más cercanos a la realidad es la clave para la toma de decisiones ante eventos hidrometeorológicos extremos. Los resultados de esta investigación muestran que el pronóstico para la ZMVM es sensible a la resolución, la época del año, la escala de los sistemas que se desean modelar, el diseño de los experimentos, la inicialización, la descripción de los forzantes en superficie y la configuración del modelo. A pesar de que todos estos elementos han sido ampliamente explorados por la comunidad de modelación atmosférica, fue necesario retomarlos y ponerlos en práctica para mejorar la calidad de los pronósticos generados con el modelo WRF. Los cambios logrados permitieron la corrección de algunos de los errores sistemáticos en el modelo. La mejora de la condición inicial y la implementación de un esquema de corrección en donde los campos meteorológicos se ajustan a la dinámica del modelo WRF, por medio de un periodo de inicialización de 12 horas previas al inicio del pronóstico empleando la técnica de *nudging* (Fig. 4.1), permitió

obtener una condición menos perturbada, a diferencia de inicializar el pronóstico sin un ajuste previo. Por otra parte, los resultados mostraron en forma general una mejora en la habilidad del modelo cuando las condiciones de tiempo atmosférico están bajo la influencia de forzantes de gran escala y los sistemas se encuentran muy organizados, como lo observado en la época de invierno.

En cuanto a las variables meteorológicas en superficie, se logró mejorar la descripción y pronóstico a través de una aproximación más adecuada de la cobertura de suelo para la mancha urbana. Con la implementación del esquema de física del suelo *Noah*, se logró la modificación de los parámetros que impactan en la descripción de los flujos entre el suelo y la atmósfera baja, consiguiendo una configuración del patrón espacial y la evolución temporal de las variables de temperatura, de humedad y del viento más consistente con las observaciones, teniendo como consecuencia importantes cambios sobre la dinámica de la región en superficie y en altura. La redistribución de las variables mencionadas impactó directamente en los procesos relacionados con la generación de precipitación en el modelo.

Con el fin de conocer la habilidad del modelo WRF para capturar la componente diurna, se evaluó la consistencia en las variables pronosticadas y las observaciones en malla; el modelo mostró tener la capacidad para capturar la brisa valle-montaña, así como los ciclos diurnos de temperatura y de humedad. Sin embargo, persiste el sesgo en el pronóstico de los valores extremos, por ejemplo, de temperatura. En el caso de las variables de humedad, el modelo tiende a remover la humedad de los niveles bajos durante la fase nocturna, estableciendo un condición más seca cerca de la superficie con respecto a lo que se observa. Lo anterior ocurre indistintamente dentro o fuera de la mancha urbana modelada. La condición observada resulta ser importante en el pronóstico de precipitación, porque la variable de humedad relativa es fundamental en las funciones de activación y desarrollo de los esquemas de convección.

En los casos de estudio presentados, se determinó la habilidad del modelo para capturar la dinámica de la región a partir de la descripción de la condición sinóptica a la

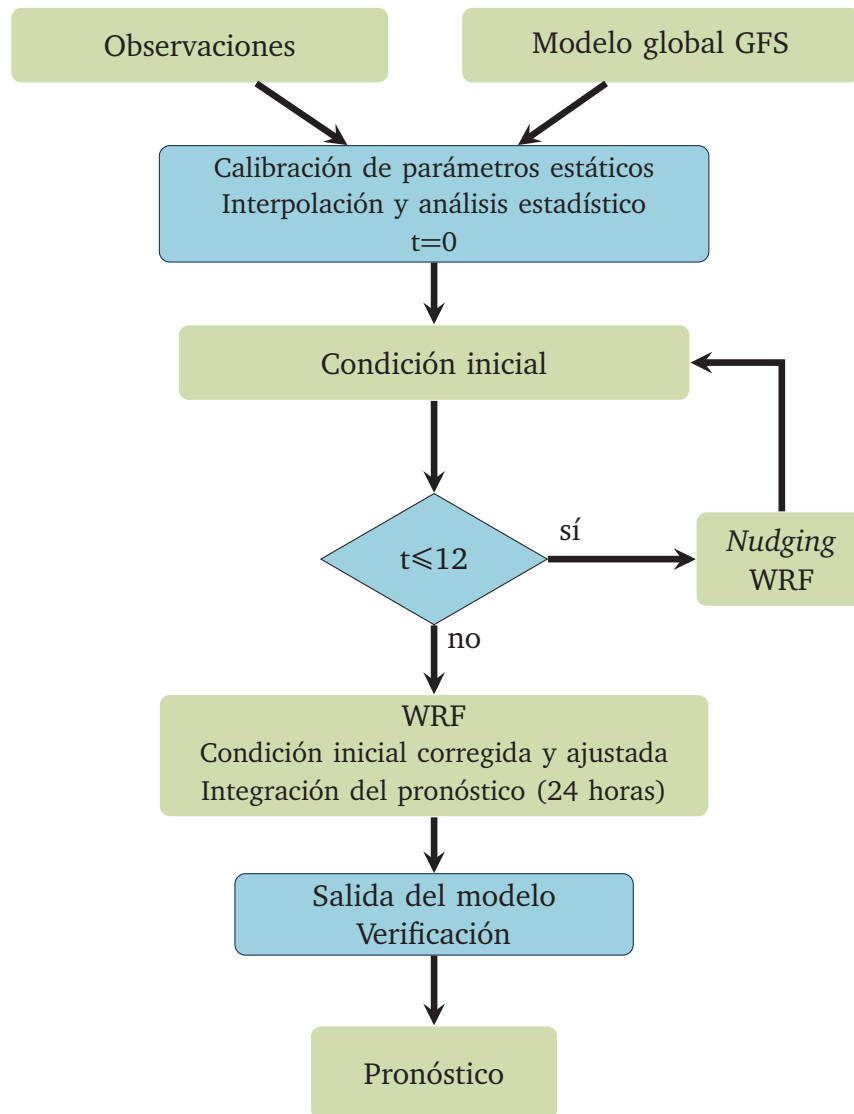


Figura 4.1: Secuencia usada en el proceso de corrección y ajuste de los campos meteorológicos durante la integración del pronóstico de tiempo

escala de 12 km en que se realizaron los experimentos. Los resultados mostraron que el modelo tiene la habilidad para generar el movimiento de la atmósfera en diferentes niveles, con lo que se capturaron las circulaciones de forma adecuada. En lo que respecta a la física

descrita en las parametrizaciones, se exploró el desempeño de los esquemas de convección dada su importancia en los procesos de formación de nubes en el modelo, encontrándose que el esquema del tipo Betts-Miller-Janjic tiene la capacidad de remover la inestabilidad de la atmósfera de forma más eficiente que el esquema Kain-Fritsch (bajo configuraciones estándar). Los resultados obtenidos no pueden ser concluyentes porque únicamente se tiene como muestra el mes de julio de 2014: se considera que lo óptimo sería evaluar de forma sistemática por un periodo de tiempo más extenso, en la escala de años. Por otra parte, no se cuenta con las observaciones tridimensionales necesarias para realizar el diagnóstico durante los eventos de precipitación extrema, por lo que es necesario hacer una revisión teórica sobre los procesos que dan origen a la convección a la atmósfera de la ZMVM y en su desarrollo, y con ello poder realizar una elección más adecuada de esta parametrización.

Los resultados de la investigación permitieron incrementar la predictibilidad del modelo WRF para el Distrito Federal, consiguiendo corregir los errores sistemáticos a nivel espacial de las variables de pronóstico y derivadas. Ahora se cuenta con una mejor descripción de la temperatura sobre la Ciudad de México; se lograron capturar los efectos de la urbanización parametrizada a una escala de 12 km, lo que se traducirá en una mejora del pronóstico de eventos extremos (e.g. ondas de calor sobre el Distrito Federal). En lo que concierne a la variable de precipitación, el patrón climatológico pronosticado se ajustó a la componente orográfica, reduciendo con ello la incertidumbre espacial; la mejora a escala temporal se vio reflejada con la implementación del periodo de ajuste, evitando con ello la generación de precipitación en horas tempranas de pronóstico y ubicando los eventos más intensos hacia las horas de la tarde, tal como se ha caracterizado en el ciclo diurno de la precipitación observada para el Distrito Federal. A pesar de los avances logrados, persisten errores sistemáticos relacionados con la generación de precipitación: los errores se deben en gran medida a la distribución espacial de la humedad descrita en el modelo y a los esquemas con los que se parametrizan la convección y la microfísica. Finalmente, con respecto a la corrección de la condición inicial en el modelo WRF, la red actual de estaciones en superficie y en altura resultan insuficientes para corregirla. De acuerdo con los estudios

realizados de tiempo severo para la ZMVM, se ubica al transporte de humedad proveniente del Golfo de México como un elemento determinante para el desarrollo de las condiciones atmosféricas necesarias en la generación de tormentas en la zona centro del país. La región por la que viaja la humedad desde la costa de Veracruz hasta el Distrito Federal no cuenta con la instrumentación necesaria en superficie y en altura que permita corregir la información meteorológica que ingresa como campo inicial en el pronóstico, por lo que sería necesario planear una red de observaciones que permita capturar a nivel regional las condiciones que detonan los fenómenos de mesoescala.

4.2. Trabajo futuro

El pronóstico numérico del tiempo para la Ciudad de México sigue siendo un reto por las condiciones geográficas, y por el tipo de forzantes locales presentes. En particular, la urbanización representa el forzante que domina y es capaz de amplificar efectos inducidos por la escala sinóptica a nivel de tiempo meteorológico. Es necesario implementar de forma operativa el esquema resultado de esta investigación con el fin de evaluar la habilidad real del modelo de forma sistemática; se debe realizar un análisis cada vez más robusto y determinar la capacidad real para pronosticar eventos de precipitación extremos, así como un análisis de trayectorias de las tormentas pronosticadas.

Aunque la parametrización de convección tuvo un desempeño aceptable para el periodo de análisis, es necesario calibrar los parámetros para las condiciones que dominan sobre el Distrito Federal, con el fin de mejorar la habilidad del esquema de convección en los procesos de activación y de redistribución de la energía en superficie y dirección vertical.

En el caso de la descripción de los parámetros estáticos, resulta de gran interés explorar el efecto de los píxeles mosaico sobre la región urbana porque, tal como se describió en este trabajo, no se consideran las fuentes y sumideros de calor dentro de la ciudad. También es importante describir, a partir de información satelital, la cobertura del suelo para partir de una condición lo más cercana a la realidad. Por la importancia del contenido de humedad

del suelo en los procesos físicos en superficie y dentro de la capa límite planetaria, resultaría interesante asimilar datos de las variables involucradas en la evapotranspiración y cuantificar el efecto sobre las variables en superficie.

En cuanto a la mejora de la condición inicial y el ajuste de tipo *nudging*, es importante implementar esquemas de asimilación de datos variacionales con el fin de estudiar el impacto en el pronóstico de variables como la humedad de suelo, la temperatura de *skin* y la temperatura de cima nube, e incorporar información de radar meteorológicos y satelital en el proceso de corrección de la condición inicial y al ajuste dinámico.

El desarrollo de este trabajo se realizó desde un enfoque determinístico, pero por la naturaleza del problema, debe ser abordado desde un enfoque probabilístico a través del pronóstico por ensambles. Esto representaría una ventaja, porque esta técnica permite disminuir la incertidumbre de los pronósticos a través de la integración de información basada en múltiples realizaciones en las que se perturba la condición inicial, se modifica la configuración del modelo o se usan diferentes modelos. Lo anterior estará en función del tipo de sistema que se desea modelar, y con ello se definirá el tipo de implementación del pronóstico, ya sea a corto o muy corto plazo. Además, dentro de este proceso, deben ser considerados los esquemas de evaluación que permitan validar la información meteorológica generada a través de modelos numéricos, una vez validada la información, esta será la base en la construcción de los productos dirigidos que tendrán como objetivo cubrir las necesidades de los usuarios de la información meteorológica.

Apéndice A

Información de estaciones

Tabla A.1: Estaciones meteorológicas automáticas y pluviométricas empleadas en la construcción de los campos meteorológicos observados y en la corrección de la condición inicial de los experimentos realizados

Entidad	Dependencia	Número de estaciones	Resolución temporal	Referencia temporal
Estaciones Meteorológicas Automáticas del SMN	CONAGUA	188	10 min	UTC
Estaciones Sinópticas Meteorológicas del SMN	CONAGUA	84	10 min	UTC
Aguas del Valle de México (OCAVM)	CONAGUA	25	10 y 15 min	UTC
Golfo Norte (OCGN)	CONAGUA	34	10 y 15 min	UTC
Lerma, Santiago, Pacífico (OCLSP)	CONAGUA	69	10 y 15 min	UTC

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 – Continuación de la página anterior

Entidad	Dependencia	Número de estaciones	Resolución temporal	Referencia temporal
Río Bravo (OCRB)	CONAGUA	51	10 y 15 min	UTC
Río Frontera Sur (OCFS)	CONAGUA	28	10 y 15 min	UTC
Comisión Estatal de Aguas del Estado de Guanajuato	Gobierno del Estado de Guanajuato	30	15 min	LST
Red de Meteorología y Radicación Solar (REDMET)	Secretaría del Medio Ambiente	18	1 h	LST
Sistema de Protección Civil del Estado de Chiapas	P.C. Chiapas	13	10 y 30 min	UTC
Sistema de Protección Civil del Estado de Guanajuato	P.C. Guanajuato	9	10 y 30 min	UTC
Sistema de Protección Civil del Estado de Guerrero	P.C. Guerrero	34	10 y 30 min	UTC
Sistema de Protección Civil del Estado de Oaxaca	P.C. Oaxaca	15	10 y 30 min	UTC
Secretaría de Marina	SEMAR	35	15 min	UTC

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 – Continuación de la página anterior

Entidad	Dependencia	Número de estaciones	Resolución temporal	Referencia temporal
Programa de Estaciones Meteorológicas del Bachillerato Universitario (PEMBU)	UNAM	14	30 min	LST
Estaciones pluviométricas (SACMEX)	Gobierno del Distrito Federal	78	5 y 10 min	LST

Bibliografía

- Aquino, L. (2012). *Impacto de la Urbanización sobre la Dinámica de las Tormentas en el Valle de México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 85.
- Brunet, G., Shapiro, M., Hoskins, B., Moncrieff, M., Dole, R., Kiladis, G. N., Kirtman, B., Lorenc, A., Mills, B., Morss, R., Polavarapu, S., Rogers, D., Schaake, J., y Shukla, J. (2010). Collaboration of the weather and climate communities to advance subseasonal-to-seasonal prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(10):1397–1406.
- Chen, F y Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part. I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4):569–585.
- Cheng, W. Y. y Steenburgh, W. J. (2005). Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta models over the western United States. *Weather and Forecasting*, 20(5):812–821.
- Cressman, G. P. (1959). An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review*, 87(10):367–374.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107.
- Dudhia, J. (2014). WRF four-dimensional data assimilation (FDDA) Tutorial. *National Center for Atmospheric Research*.

- Fast, J. (1995). Mesoscale modeling and four-dimensional data assimilation in areas of highly complex terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12):2762–2782.
- Holton, J. R. y Hakim, G. J. (2012). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 88. Academic Press.
- Hong, S.-Y. y Lim, J.-O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 42(2):129–151.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., y Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9):2318–2341.
- Huang, H. (2014). Introduction to WRFDA. WRF Tutorial. *National Center for Atmospheric Research*.
- INEGI (2010). Censo de población y vivienda 2010. *Indicadores del censo general de Población y vivienda, INEGI, México*.
- Janjic, Z. I. (1994). The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122(5):927–945.
- Janjic, Z. I. (2000). Comments on development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(21):3686–3686.
- Jáuregui, E. (2000). *El Clima de la Ciudad de México*, 1. Plaza y Valdes, 131.
- Jáuregui, E. y Romales, E. (1996). Urban effects on convective precipitation in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 30(20):3383–3389.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., y Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3):487–503.

- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1):170–181.
- Kalnay, E. (2003). *Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability*. Cambridge University Press, 314.
- Kozich, P. J. (2010). *Overview of Mexico City Meteorological Conditions using Observations and Numerical Simulations*. PhD Dissertation, Saint Louis University, 191.
- Krishnamurti, T. N. y Bounoua, L. (1995). *An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques*. CRC Press, 293.
- Lee, T. J., Pielke, R. A., Kessler, R. C., y Weaver, J. (1989). Influence of cold pools downstream of mountain barriers on downslope winds and flushing. *Monthly Weather Review*, 117(9):2041–2058.
- Lin, Y.-L. (2007). *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press, 618.
- Liu, Y., Bourgeois, A., Warner, T., Swerdlin, S., y Hacker, J. (2005). Implementation of observation-nudging based FDDA into WRF for supporting ATEC test operations. In *2005 WRF Users Workshop, Boulder, Colorado*.
- López-Bravo, L. (2012). *Evaluación de la Calidad del Pronóstico Numérico del Tiempo en la Ciudad México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 68.
- Magaña, V. y Neri, C. (2007). Eventos hidrometeorológicos extremos en el Valle de México. *Revista Ciudades*, 26–30.
- Magaña, V., Pérez, J., y Méndez, M. (2003). Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City basin. *Geofísica Internacional México*, 42(2):247–260.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jovic, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M., Yun, F., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H.,

- Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., y Shi, W. (2006). North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3):343–360.
- Mölders, N. (2011). *Land-Use and Land-Cover Changes: Impact on Climate and Air quality*, 44. Springer Science & Business Media, 187.
- Morss, R. E., Lazo, J. K., Brown, B. G., Brooks, H. E., Ganderton, P. T., y Mills, B. N. (2008). Societal and economic research and applications for weather forecasts: Priorities for the North American THORPEX program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(3):335–346.
- Morss, R. E., Wilhelmi, O. V., Downton, M. W., y Grunfest, E. (2005). Flood risk, uncertainty, and scientific information for decision making: Lessons from an interdisciplinary project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11):1593–1601.
- Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455):1–24.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*. London, New York, 423.
- Pérez, J. (2004). *Pronóstico Numérico del Tiempo para el Valle de México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 69.
- Pielke Sr, R. A. (2002). *Mesoscale Meteorological Modeling*, 98. Academic Press, 717.
- Ray, P. (1986). *Compilation. Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, 785.
- Rayner, S., Lach, D., y Ingram, H. (2005). Weather forecasts are for wimps: Why water resource managers do not use climate forecasts. *Climatic Change*, 69(2-3):197–227.
- Routray, A., Osuri, K. K., y Kulkarni, M. A. (2012). A comparative study on performance of analysis nudging and 3DVAR in simulation of a heavy rainfall event using WRF modeling system. *Hindawi Publishing Corporation Meteorology*, 2012:1–21.

- Seaman, N. L., Stauffer, D. R., y Lario-Gibbs, A. M. (1995). A multiscale four-dimensional data assimilation system applied in the San Joaquin Valley during sarmap. Part I: Modeling design and basic performance characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 34(8):1739–1761.
- Shafran, P. C., Seaman, N. L., y Gayno, G. A. (2000). Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan ozone study. *Journal of Applied Meteorology*, 39(3):412–426.
- Shapiro, M., Shukla, J., Brunet, G., Nobre, C., Béland, M., Dole, R., Trenberth, K., Anthes, R., Asrar, G., Barrie, L., Bougeault, P., Brasseur, G., Burridge, D., Busalacchi, A., Caughey, J., Chen, D., Church, J., Enomoto, T., Hoskins, B., Hov, Ø., Laing, A., Treut, H. L., Marotzke, J., McBean, G., Meehl, G., Miller, M., Mills, B., Mitchell, J., Moncrieff, M., Nakazawa, T., Olafsson, H., Palmer, T., Parsons, D., Rogers, D., Simmons, A., Troccoli, A., Toth, Z., Uccellini, L., Velden, C., y Wallace, J. M. (2010). An Earth-System prediction initiative for the Twenty-First Century. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:1377–1388.
- Smith, W. H. y Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334):1956–1962.
- Stauffer, D. R. y Seaman, N. L. (1994). Multiscale four-dimensional data assimilation. *Journal of Applied Meteorology*, 33(3):416–434.
- Stauffer, D. R., Seaman, N. L., y Binkowski, F. S. (1991). Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model Part. II: Effects of data assimilation within the planetary boundary layer. *Monthly Weather Review*, 119(3):734–754.
- Stensrud, D. J., Xue, M., Wicker, L. J., Kelleher, K. E., Foster, M. P., Schaefer, J. T., Schneider, R. S., Benjamin, S. G., Weygandt, S. S., Ferree, J. T., y Tuell, J. P. (2009). Convective-scale warn-on-forecast: A vision for 2020. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(10):1487–1499.

- Wang, W., Bruyere, C., Duda, M., Dudhia, J., Gill, D., Lin, H., Michalakes, J., Rizvi, S., Zhang, X., y Beezley, J. (2014). ARW version 3 modeling system User's Guide. Mesoscale & Microscale Meteorology Division. *National Center for Atmospheric Research*, http://www.mmm2.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf.
- Warner, T. T. (2010). *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge University Press, 526.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 648.
- Wolyn, P. G. y McKee, T. B. (1989). Deep stable layers in the intermountain western united states. *Monthly Weather Review*, 117(3):461–472.
- Yu, W., Liu, Y., y Warner, T. (2007). An evaluation of 3DVAR, nudgingbased FDDA and a hybrid scheme for summer convection forecast using WRF-ARW model. *18th Conference on Numerical Weather Prediction*, 25–29.

Fuentes electrónicas

CMORPH

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html

DIGAOHM-SEMAR

<http://meteorologia.semar.gob.mx/>

FNL

<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>

GFS

<http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>

IGRA

<http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>

INEGI

http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geoestadistica/m_geoestadistico.aspx

MODIS-NASA

<http://neo.sci.gsfc.nasa.gov>

http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD05_L2/

NARR

http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php#narr_datasets

PEMBU

<http://www.ruoa.unam.mx/pembu/>

RAOBS

<http://esrl.noaa.gov/raobs/>

SEDEMA

<http://www.aire.df.gob.mx/default.php?opc=%27aKBi%27>

SMN-CONAGUA

<http://smn.cna.gob.mx>

TERRA-NASA

<http://neo.sci.gsfc.nasa.gov>

<http://terra.nasa.gov>

WRF-TUTORIAL

<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/>