



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“SIMULACIONES DE DESCARGAS ELÉCTRICAS USANDO UN MODELO
METEOROLÓGICO REGIONAL: APLICACIÓN AL GOLFO DE TEHUANTEPEC Y A
LA ZONA INTER-TROPICAL DE CONVERGENCIA”**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:
JORGE CLOUTHIER LOPEZ

TUTOR:
DRA. GRACIELA BINIMELIS DE RAGA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA. UNAM

MÉXICO, D.F. MAYO 2014.



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.

A Dios, a quien he pedido que sea mi guía en lo que pueda ver, hacer y disfrutar de este vasto y majestuoso planeta (“simplemente hay que fluir”).

*El Señor es mi pastor: nada me falta;
en verdes pastos él me hace reposar.
A las aguas de descanso me conduce,
y reconforta mi alma.
Aunque pase por quebradas oscuras,
no temo ningún mal,
porque tú estás conmigo con tu vara y tu bastón,
y al verlas voy sin miedo...*

A mi mamá, que a pesar de muchas carencias y circunstancias me ha apoyado en alcanzar estudios de nivel superior. A una gran mujer y madre, que me ha sabido impulsar, con todo lo que ha tenido a su alcance, en los estudios que ella nunca tuvo la oportunidad de cursar.

Agradecimientos

A mi asesora la Dra. Graciela Binimelis de Raga por la confianza que depositó en mi, todo el apoyo que me ha brindado, por haberme aceptado en su grupo Interacción Micro y Mesoescala, la diversidad de conocimientos y experiencias que han enriquecido mi vida, que nunca olvidare.

A Carlos Abraham Ochoa Moya, doctor en Ciencias de la Tierra, por su amistad y su contribución invaluable en la realización de este trabajo; mi guía en la modelación al inicio, para que yo pudiera realizar este trabajo. También al Dr. Jorge Zavala Hidalgo por sugerirme, en su clase de modelación, entender y desglosar las ecuaciones del modelo WRF, con el fin de no ser simplemente un usuario de este modelo. Y por sus comentarios que han enriquecido y mejorado esta tesis.

A Beata Kucienska, investigadora del Centro de Ciencias de la Atmósfera de esta universidad, por su amistad y contribución en este trabajo, así como por medio de sus comentarios en la tesis. También aprecio profundamente el que ella considerara este trabajo como parte de su proyecto PAPIIT IA100612, lo cual me llena de satisfacción.

Al Dr. Ernesto Caetano Neto, por los conocimientos que me brindo sobre la dinámica de la atmósfera; y también por la contribución enriquecedora por medio de sus comentarios a este trabajo.

Al Dr. Carlos Minjarez Sosa de la Universidad de Sonora (UNISON), por haber revisado mi tesis y por sus sugerencias para la mejora de ésta.

A René Garduño López, investigador del Centro de Ciencias de la Atmósfera de esta universidad, por su amistad y por sus enseñanzas en como ser un buen catedrático.

Al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca nacional para maestría que me fue otorgada. Registro de CVU 419170. Al Centro de Ciencias de la Atmósfera por el apoyo de 3 meses, con fondos de este centro, después de que concluyo la beca por parte de CONACYT.

También quiero agradecer al Profesor Raúl Porta Contreras, entrenador del equipo de natación de esta universidad, por los sus enseñanzas en la natación y los valores inculcados a través del deporte; con el fin de ser profesionistas con valores y con la habilidad de influir con cambios positivos en los entornos en que nos desempeñemos. A la Mstra, Guadalupe Parra Visoso y Cesar Belmonte Rios, académicos de Actividades Deportivas y Recreativas de esta universidad, por la ayuda en mi superación.

A mis padrinos, y grandes personalidades de nuestro país, de cuando terminé la primaria: Elva Macías y Eraclio Zepeda, por todo su gran apoyo. A quienes he tenido el gusto de conocer desde que yo boleaba zapatos en las calles de esta ciudad.

A Elsa Lozada, por su amistad y apoyo en todos los aspectos, desde cuando yo estaba en la primaria y cuando dejaba un rato mi trabajo de bolero, para asistir a la biblioteca, ella me ayudaba en mis tareas y trabajos.

A Adolfo Ernesto Cordero Borboa, investigador del Instituto de Física de esta universidad, a Irving Luna, Eder Villaseñor y Saul, por su amistad y momentos compartidos.

Y a todas las demás personas que son y han sido importantes en mi vida, que no acabaría de enumerar...

Índice general

Resumen	1
Abstract	2
1 Introducción	3
1.1 Descripción climatológica.....	3
1.2 Ondas ecuatoriales acopladas a la convección.....	6
1.2.1 Ondas ecuatoriales.....	6
1.2.2 Ondas del Este.....	9
1.3 El circuito eléctrico global.....	10
1.4 Comienzo de la electrificación de las nubes.....	11
1.5 Mecanismos de separación de cargas.....	12
1.5.1 Mecanismo inductivo.....	13
1.5.2 Mecanismo no inductivo.....	13
1.5.3 Mecanismo por convección.....	14
1.6 Objetivo.....	15
1.7 Hipótesis.....	15
1.8 Preguntas específicas de este estudio.....	15
1.9 Estructura de esta tesis.....	16
2 Metodología	17
2.1 Estimación de la actividad eléctrica en nubes convectivas.....	17
2.1.1 Masa de hielo precipitable.....	17
2.1.2 Integral de agua de hielo en la vertical.....	18
2.1.3 Volumen de corriente ascendente.....	19
2.1.4 Altura del tope de nube.....	19
2.1.5 Velocidad vertical máxima.....	20
2.1.6 <i>Lightning Potential Index</i> (LPI).....	20

2.2 Datos de descargas eléctricas.....	21
2.3 Modelación numérica a mesoescala.....	22
2.3.1 Características del ARW.....	23
2.3.2 Una breve descripción de las ecuaciones del ARW.....	25
2.3.3 Aspectos físicos del ARW.....	30
2.4 Configuración seleccionada para este estudio.....	31
3 Observaciones y simulaciones numéricas	34
3.1 Casos seleccionados.....	34
3.2 Resultados de las simulaciones.....	37
3.2.1 Parametrizaciones microfísicas utilizadas.....	37
3.2.2 Simulaciones de los casos de estudio.....	38
3.2.2.1 Caso 1 (del 3 al 6 de junio del 2008).....	39
3.2.2.2 Caso 2 (del 6 al 7 de julio del 2008).....	49
3.2.2.3 Caso 3 (24 de septiembre del 2008).....	53
4 Conclusiones	58
Sugerencias para contribuciones futuras	60
Referencias	62

Índice de figuras

1.1. Mapa del sur de México, en donde se encuentra el golfo de Tehuantepec, Oaxaca. Fuente: http://www.meted.ucar.edu , consultada el día 21 de noviembre del 2013-----	2
1.2. Curvas de dispersión para las ondas ecuatoriales, hasta $n=4$. Fuente: Kiladis et al. 2009-----	6
1.3. Descargas. Fuente: http://whybecausescience.com , consultada: 21/12/2013-----	10
1.4. Signo de la carga del <i>graupel</i> como función de la temperatura. Fuente: Saunders, 2008-----	11
2.1. Diagrama de flujo de los subsistemas del modelo WRF. Fuente: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs -----	23
2.2. Malla Arakawa C (a) en la horizontal y (b) en la vertical. Fuente: http://aqmc.epa.gov.tw , consultada el 30 de octubre del 2013-----	28
2.3. Dominios de las simulaciones-----	30
3.1. Descargas acumuladas del 3 al 6 de junio-----	33
3.2. Descargas acumuladas del 6 al 7 de julio-----	34
3.3. Descargas acumuladas para el 24 de septiembre-----	35
3.4. Precipitación total acumulada con las diferentes parametrizaciones de microfísica-----	39
3.5. Distribución espacial de la precipitación acumulada de las 2:00 a las 3:00 GMT para el día 3 de junio-----	39
3.6. Observaciones de descargas recopiladas por WWLLN para las 2:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008-----	40
3.7. Para el dominio con resolución de malla horizontal de 3 km a las 3:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) corresponden a las simulaciones empleando la parametrización microfísica de Lin; (c) y (d) la parametrización de Thompson y (e) y (f) la parametrización WSM5-----	42

3.8. Para el dominio con resolución de malla horizontal de 1 km a las 3:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) corresponden a las simulaciones empleando la parametrización microfísica de Lin; (c) y (d) la parametrización de Thompson y (e) y (f) a la parametrización WSM5---44

3.9. Series de tiempo de las observaciones de WWLLN (en rojo) y de las estimaciones de descargas simuladas (en negro) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la masa de hielo precipitable y en (c) el volumen de corriente ascendente obtenidos con la parametrización de Lin-----46

3.10. Para el dominio con resolución de malla de 3 km. La figura (a) muestra las descargas detectadas por WWLLN a las 7:00:00 GMT y (b) la estimación volumen de corriente ascendente empleando la parametrización microfísica Lin simulada a las 8:00:00 GMT del día 6 de julio del 2008-----48

3.11. Precipitación total acumulada con las diferentes parametrizaciones de microfísica-----49

3.12. Distribución espacial de la precipitación acumulada de las 7:00 a las 8:00 GMT para el día 6 de julio-----49

3.13. Series de tiempo (en rojo WWLLN y negro las estimaciones de descargas simuladas) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la masa de hielo precipitable y en (c) el volumen de corriente ascendente obtenidos con la parametrización de Thompson-----51

3.14. Observaciones de descargas recopiladas por WWLLN para las 3:00:00 GMT del día 24 de septiembre del 2008-----52

3.15. Para el dominio con resolución de malla de 3 km a las 4:00:00 GMT del día 24 de septiembre del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) pertenecen a las simulaciones empleando la parametrización microfísica Lin; (c) y (d) a la parametrización de Thompson y finalmente, (e) y (f) corresponden a la parametrización WSM5-----53

3.16. Distribución espacial de la precipitación acumulada de las 3:00 a las 4:00 GMT para el día 24 de septiembre-----54

3.17. Series de tiempo (en rojo WWLLN y negro las estimaciones de descargas simuladas) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la velocidad vertical máxima, ambas estimaciones obtenidas con la parametrización de Lin-----55

Índice de tablas

- 3.1. Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de la red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 3 km-----45
- 3.2. Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de la red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 1 km-----45
- 3.3. Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 3 km-----56
- 3.4. Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 1 km-----56

Resumen

Durante la época de lluvias, la convección en el sur de México puede generar eventos de precipitación extrema. Estos eventos pueden generar deslaves, pérdida de propiedades y de vidas en las regiones montañosas. Los sistemas convectivos pueden presentarse como resultado de forzamiento de escala sinóptica en los trópicos (e.g. ondas del Este), éstos pueden ser precursores de sistemas tropicales o residuos de depresiones tropicales / tormentas que tocan tierra. Se seleccionados tres casos de estudio de presentaron extrema que fueron observados en el 2008, para evaluar el potencial de descargas. Los sistemas fueron simulados a altas resoluciones, con 3 y 1 km de espaciado horizontal de malla, con el modelo *Weather Research and Forecasting (WRF)*. Las razones de descargas fueron determinadas para varias estimaciones de descargas, las cuales se calcularon a partir de las simulaciones, y comparadas con observaciones hechas por *Worldwide Lightning Location Network (WWLLN)*. Se determinaron seis estimaciones de descargas: masa de hielo precipitable, integral de agua de hielo en la vertical, volumen de corriente ascendente, altura del tope de nube, velocidad vertical máxima (Barthe *et al.* 2010) y *Lightning Potential Index (LPI, Yair et al.* 2010). Notar que los estudios citados pertenecen a tormentas convectivas de latitudes medias; y este estudio intenta evaluar si las relaciones de descargas seleccionadas son relevantes para regiones tropicales en México. Se obtuvieron correlaciones entre las series de tiempo de cuatro de las relaciones de descargas (masa de hielo precipitable, volumen de corriente ascendente, velocidad vertical máxima y LPI) y las descargas detectadas por WWLLN. Hay que señalar que para la altura del tope de nube y la integral de agua de hielo en la vertical el umbral de reflectividad en las simulaciones no fue alcanzado; en consecuencia estas dos relaciones no pueden representar las razones de descargas de los sistemas tropicales simulados.

Abstract

Convection in southern Mexico during the rainy season can lead to extreme precipitation and flooding. Often, such precipitation events lead to landslides, loss of properties, and lives in the mountainous regions. Convective systems can be the result of synoptic scale forcing in the tropics (e.g. easterly waves) and can be either precursors of tropical systems or remnants of landfalling tropical depressions / storms. Three case studies of extreme precipitation observed in 2008 were selected to evaluate their lightning potential. The systems were simulated with the Weather Research and Forecasting (WRF) model, at high resolution (3 and 1 km horizontal spacing). Lightning flash rates were determined for a variety of proxies, calculated from the modelled values and compared against observations made with the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN). Six model parameters were calculated: precipitation ice mass, ice water path, updraft volume, cloud top height, maximum vertical velocity (Barthe *et al.* 2010), and lightning potential index (LPI, Yair *et al.* 2010). Note that the cited studies pertain to mid-latitude convective storms and this study attempts to assess if the parameters selected in those studies are relevant for tropical regions in Mexico. Correlation coefficients were calculated for four model parameters (precipitation ice mass, updraft volume, maximum vertical velocity, and LPI). It is worth noting that neither cloud top height nor ice water path were useful as proxies for lightning, since the threshold for reflectivity was never reached in the simulations of these tropical systems.

Capítulo 1

Introducción

En los estados de Oaxaca y Chiapas limitando con el Golfo de Tehuantepec, frecuentemente se presentan inundaciones y deslaves en la época de lluvias, que resultan en la pérdida de vidas y grandes daños a la infraestructura. La convección que genera estas lluvias también genera descargas eléctricas. Esta región está caracterizada por tener pocas observaciones meteorológicas y además, los pronósticos de fenómenos tropicales muchas veces presentan grandes subestimaciones de la cantidad de precipitación asociada.

En las regiones en donde no se tiene acceso por medio de radar, la predicción y detección de descargas puede llegar a ser un factor importante para la determinación de eventos de precipitación. La frecuencia de ocurrencia de descargas eléctricas dentro de las nubes de gran desarrollo vertical parece estar relacionada con el desarrollo acelerado de éstas, el cual muchas veces conlleva a lluvias intensas (Petersen y Rutledge 1998). En consecuencia, la frecuencia de ocurrencia de descargas eléctricas podría ser utilizada para estimar la intensificación de tormentas (Barthe *et al.* 2010).

Debido a que hasta el momento no hay una teoría firme acerca de los mecanismos que tienen lugar en la electricidad atmosférica (Saunders, 2008), no es posible desarrollar un modelo numérico que solo involucre la electrificación de las nubes. La simulación de descargas a partir de parametrizaciones calculadas con los resultados obtenidos de modelos meteorológicos, resulta ser novedoso (Barthe *et al.* 2010). Esto da como resultado la posibilidad de poder pronosticar eventos asociados con actividad eléctrica; así como también entender la relación de estas con la intensificación de tormentas. Con esto último, como se ha mencionado con anterioridad, se podrá en un futuro estimar la intensificación de tormentas a partir de datos de descargas. Éste es un trabajo inicial en su tipo sobre la modelación numérica de la electricidad atmosférica en México.

1.1 Descripción climatológica

El Golfo de Tehuantepec, ubicado aproximadamente a 16°N de latitud y 97°O de longitud, (figura 1.1), es una región afectada por diversos fenómenos atmosféricos, entre los

que se encuentran: la migración de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ZITC), el paso de ondas tropicales (e.g. ondas del Este, ondas de Rossby), el paso de la Oscilación de Madden-Julian y el jet de Tehuantepec.

La distribución de precipitación durante la época de lluvias, de mayo a octubre, presenta dos máximos en la región de estudio. El primero se observa de mayo a junio y el segundo de septiembre a octubre, con un mínimo relativo observado entre julio y agosto, que corresponde al período conocido como la sequía del medio verano o canícula. Durante dicho período, la cantidad de precipitación decrece hasta en un 40%. Después de octubre, la cantidad de precipitación disminuye y durante el invierno, la precipitación es casi nula (Magaña *et al.* 1999 y Magaña y Caetano, 2005).



Figura 1.1: Mapa del sur de México, en donde se encuentra el Golfo de Tehuantepec, Oaxaca. Fuente: <http://www.meted.ucar.edu>, consultada el día 21 de noviembre del 2013.

El ciclo anual de la precipitación en esta región parece asociarse a la magnitud y dirección de los flujos de humedad. Según Romero-Centeno *et al.* (2006), en el nivel de 1000 hPa, los flujos presentan una pequeña componente hacia el Este en junio, mientras que en julio y agosto la dirección es hacia el Oeste, aunque los valores son muy pequeños. En septiembre, los flujos de humedad son nuevamente hacia el Este, siendo los máximos en esta

dirección; en octubre permanecen con la misma dirección pero disminuyen en magnitud. En el nivel de 850 hPa, casi durante toda la época de lluvias (con excepción de septiembre), los flujos de humedad tienen una dirección hacia el Oeste; durante la sequía del medio verano la magnitud de los flujos es máxima. En los niveles superiores hay un decremento de los flujos, principalmente en los meses de invierno. Estos flujos de humedad a niveles bajos (por debajo de 850 hPa) es importante climatológicamente en el desarrollo de la precipitación en la región.

También es importante considerar que justo antes de que la sequía del medio verano inicie, la radiación solar está en su máximo en el Hemisferio Norte, dando lugar a la formación de una baja térmica sobre el continente, con vientos geostroficados asociados. Estos vientos podrían generar flujos de humedad desde la Zona Inter-Tropical de Convergencia, establecida sobre el Océano Pacífico oriental, hacia el Golfo de Tehuantepec y hacia el continente (Small *et al.* 2007).

La penetración y elongación del sistema de alta presión de las Bermudas sobre el Golfo de México genera un incremento del gradiente de presión entre los océanos Atlántico y Pacífico durante julio y agosto. En consecuencia, se desarrolla un chorro intenso que atraviesa parte del territorio mexicano a través del Istmo de Tehuantepec, y contribuye a la sequía del medio verano (Romero-Centeno *et al.* 2006).

La precipitación en la región de estudio se origina principalmente en nubes convectivas de gran extensión vertical (Sui *et al.* 1997), que pueden ser forzadas por la orografía o estar asociadas a ondas y sistemas tropicales. Las distribuciones espaciales de precipitación y de actividad eléctrica son similares y coincidentes en esta región en el promedio anual. Sin embargo, la evolución mensual de la precipitación difiere de la de actividad eléctrica (Kucienska *et al.* 2012a). Como se mencionó antes, de mayo a junio la precipitación se incrementa, mientras que lo contrario se observa con la actividad eléctrica, que tiene un máximo en mayo. Durante el período de la sequía del medio verano cuando la precipitación tiene un mínimo relativo, la cantidad de descargas eléctricas se incrementa. La máxima precipitación se observa en el mes de septiembre tanto en la región continental como en la oceánica.

Un factor adicional a considerar es la presencia de partículas generadas por la refinera que se encuentra en la Ciudad de Salina Cruz, Oaxaca, las cuales pueden actuar como núcleos de condensación de nube (Baumgardner *et al.* 2005). Los vientos asociados al jet de

Tehuantepec provocan la dispersión de estos núcleos de condensación de nube sobre la región oceánica adyacente. Estas partículas pueden no sólo afectar la formación de precipitación dentro de las nubes sino también modificar el proceso de electrificación de las mismas. Se ha observado que incluso a 700 km al sur de Salina Cruz, sobre la región oceánica, la concentración de núcleos de condensación de nube es alta cuando se presentan vientos provenientes del continente (Baumgardner *et al.* 2005), tal como es el caso antes de la época de lluvias y durante el período de la sequía de medio verano y en presencia del jet de Tehuantepec.

1.2 Ondas tropicales acopladas a la convección

La meteorología de los trópicos está caracterizada por varios aspectos: i) la fuerza de Coriolis es pequeña; ii) los gradientes de presión son pequeños (con excepción de los gradientes en los ciclones tropicales); y iii) las perturbaciones en la atmósfera están relacionadas con pequeñas diferencias en los gradientes de temperatura y de los vientos.

El calor diabático asociado con los sistemas de precipitación tropical puede inducir ondas (Matsuno, 1966 y Kiladis *et al.* 2009) de escala sinóptica del tiempo. La variabilidad intra-estacional de la precipitación tropical está influenciada por la oscilación de Madden-Julian (Madden, 1972), mientras que la escala anual está influenciada por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur.

La mayor parte de la precipitación en las regiones tropicales se debe a la presencia de nubes cumuliformes, es decir, precipitación convectiva. La precipitación se organiza en un amplio rango de escalas, tanto espaciales como temporales, desde los sistemas convectivos de mesoescala hasta los de escala planetaria. En los niveles intermedios, ésta se organiza por ondas con direcciones de desplazamiento hacia el Este o hacia el Oeste.

1.2.1 Ondas ecuatoriales

Matsuno (1966) propuso para los trópicos un sistema linearizado de ecuaciones no viscosas, en el cual el parámetro de Coriolis f se considera directamente proporcional a la

distancia desde el ecuador, $f = \beta y$ (aproximación de plano- β). El sistema de ecuaciones propuesto es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - \beta y u = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + gh \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (1.3)$$

donde:

u , v son velocidades zonal y meridional, respectivamente,

Φ es el geopotencial,

g es la aceleración de la gravedad y

h es la profundidad de fluido no perturbado.

Las expresiones 1.1 y 1.2 son las ecuaciones de momento horizontal mientras que 1.3 es una consecuencia de la conservación de masa, que involucra el cambio del geopotencial con respecto al tiempo. Las soluciones de este sistema, son ondas que se propagan zonalmente y tienen la siguiente forma: $u = \hat{u}(y) e^{i(kx - wt)}$, $v = \hat{v}(y) e^{i(kx - wt)}$ y $\Phi = \hat{\Phi}(y) e^{i(kx - wt)}$.

donde:

k es el número de onda y

w es la frecuencia.

Sustituyendo las soluciones en el sistema y reordenando se llega a la siguiente ecuación diferencial ordinaria de segundo orden:

$$\frac{d^2 \hat{v}}{dy^2} + \left(\frac{w^2}{gh} - k^2 - \frac{k}{w} \beta - \frac{\beta^2 y^2}{gh} \right) \hat{v} = 0 \quad (1.4)$$

La parte constante dentro del paréntesis satisface:

$$\frac{\sqrt{gh}}{\beta} \left(\frac{w^2}{gh} - k^2 - \frac{k}{w} \beta \right) = 2n+1; n=0,1,2,\dots \quad (1.5)$$

La ecuación 1.5 es una relación entre w y k para cada entero positivo n , w da lugar a tres clases de soluciones de ondas: de Inercia Gravedad que se propagan hacia el este (IGE), de Inercia Gravedad que se propagan hacia el Oeste (IGO) y de Rossby Ecuatorial (RE). Cuando $n=0$, la solución corresponde a ondas de Rossby Gravedad Mezclada (RGM). Hay una solución adicional, la onda de Kelvin, que se obtiene cuando $\hat{v}=0$ para todo valor de y en la ecuación 1.4; esta solución es identificada con $n=-1$ de tal manera que se tenga consistencia con 1.5. Las curvas de dispersión para las soluciones se presentan en la figura 1.2.

Cuando se sustituyen las soluciones para \hat{v} a partir de la ecuación 1.4 en las ecuaciones 1.1-1.3, es posible obtener las estructuras horizontales de las soluciones de onda. En las seis clases de ondas: Kelvin, $n=1$ RE, RGM, $n=0$ IGE y $n=1,2$ IGO; donde n corresponde al número de nodos en el perfil meridional de v (excepto para la onda de Kelvin), están incluidas todas aquellas que se han observado como ondas ecuatoriales acopladas a la convección (Kiladis *et al.* 2009).

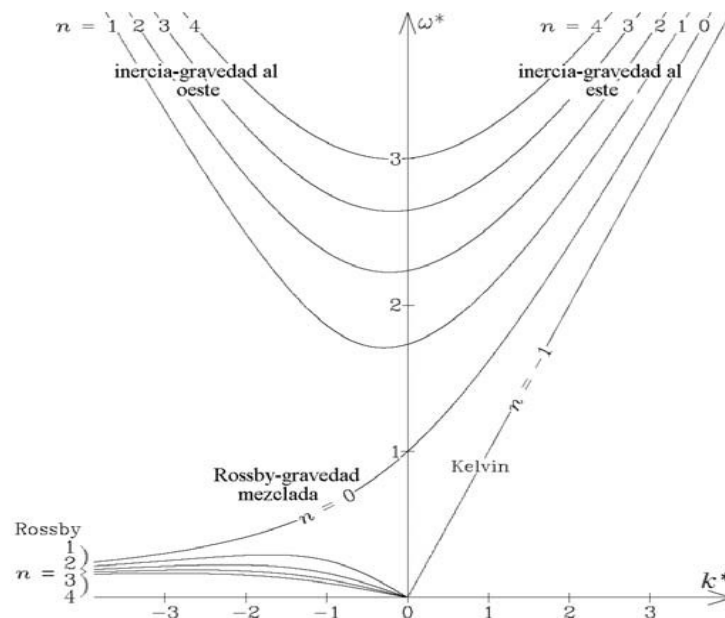


Figura 1.2: Curvas de dispersión para las ondas ecuatoriales, hasta $n=4$. Fuente: (Kiladis *et al.* 2009).

La onda de Kelvin tiene una velocidad de fase $c = \sqrt{gh}$. Para valores grandes de k las velocidades de fase de las ondas Inercia Gravedad se acercan a c . La razón del decaimiento de las soluciones con la distancia a partir del ecuador está regida por el radio de deformación de Rossby ecuatorial, $R_e = (\sqrt{gh}/\beta)^{\frac{1}{2}}$. Las ondas de Kelvin y de Inercia Gravedad tienden a ser más divergentes, mientras que las ondas RGM y RE son más rotacionales.

Los modos correspondientes a las ondas RGM han sido observados por medio del análisis de fluctuaciones de viento en la estratósfera por medio de radiosondeos, (Yanai y Maruyama, 1966). Estas ondas también existen en la tropósfera con convección acoplada (Zangvil *et al.* 1981), en donde su propagación es hacia el Oeste, tal y como se establece teóricamente. Las ondas RGM coexisten cuando $n=1$ con las ondas RE con algunas perturbaciones transitando de una a otra, lo cual da lugar al desarrollo de estructura híbridas, particularmente en el Pacífico Occidental (Takayabu *et al.* 1993 y Dunkerton *et al.* 1995). Las ondas RGM son predominantes en la tropósfera alta y especialmente en la baja estratósfera. Aunque estas ondas pueden ser forzadas por convección, suelen propagarse como modos secos.

Las ondas RGM acopladas a la convección tienen profundidades equivalentes más someras y presentan grandes perturbaciones en la tropósfera baja (Kiladis *et al.* 2009). La señal de estas ondas en los datos satelitales es más notable en las regiones de la ZITC del Pacífico central y occidental. Estas ondas son más notables durante el verano y otoño. En el Pacífico occidental, las señales convectivas y dinámicas de las ondas se propagan hacia el Oeste con una rapidez entre 15 y 25 $m s^{-1}$, propagando energía hacia el Este con una rapidez de 5 $m s^{-1}$ (Takayabu *et al.* 1993 y Dunkerton *et al.* 1995).

1.2.2 Ondas del Este

Las ondas del Este (OE), aunque no corresponden a un modo normal de las soluciones propuestas por Matsuno (1966), fueron las primeras ondas acopladas con la convección en ser reconocidas. Estructuralmente son ondas de Rossby que se propagan fuera del ecuador hacia el Oeste, apareciendo como vaguadas invertidas en presión y viento en el campo de los alisios

de la ZITC en el Hemisferio Norte. Están activas principalmente en los sectores del Atlántico y el Pacífico, como también sobre el Sahara durante la época de monzones.

Las ondas del Este tienen longitudes entre 2500 y 3500 km , velocidades de fase de 8 m s^{-1} , periodos entre 3 y 4 días además de anomalías máximas de viento meridional en 700 y 800 hPa . Las características ondulatorias y de fase con la convección no sólo cambian con la latitud, sino también en regiones entre océano y tierra. Estudios sobre el Pacífico señalan que las OE muestran también variaciones en las características ondulatorias como función de la longitud (Reed y Recker, (1971) y Tam *et al.* (2006)). Gran parte del cambio estructural observado en las OE en el Pacífico se atribuye a los cambios del gradiente vertical de velocidad del viento. También los cambios del gradiente horizontal influyen en la estructura de las OE. En México se observa el paso de estas ondas (también conocidas como ondas tropicales) generando convección y precipitación; en ocasiones dan lugar a la formación de ciclones tropicales. El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) define OE como: *Perturbación de escala sinóptica en la corriente de los vientos alisios y viaja con ellos hacia el Oeste a una velocidad media de 15 Km/h. Produce fuerte convección sobre la zona que atraviesa.*

1.3 El circuito eléctrico global

La conductividad de la atmósfera, en condiciones de buen tiempo, sobre la superficie terrestre es del orden de 10^{-14} S/m, incrementándose casi exponencialmente con la altura hasta aproximadamente los 60 km. Los principales portadores de carga por debajo de 60 km (iones positivos y negativos), son producidos principalmente por radiación cósmica. Por arriba de 60 km de altitud, los portadores de carga son electrones libres, los cuales debido a su movilidad, incrementan la conductividad a lo largo de la mesósfera (Rycroft *et al.* 2000).

La carga eléctrica neta sobre la superficie terrestre es negativa, mientras que una cantidad equivalente de carga positiva se encuentra distribuida en la atmósfera. El campo eléctrico en la superficie terrestre, cuyo valor se observa entre 100 y 300 V/m en condiciones de buen tiempo, está sujeto a variaciones ocasionadas por el cambio de las estaciones del año y el ciclo diurno, entre otras. La hipótesis de la generación del campo eléctrico en condiciones de buen tiempo en la atmósfera requiere de la presencia de nubes de tormenta y de la transmisión de carga a través de las mismas (Rycroft *et al.* 2000).

Las tormentas convectivas que ocurren simultáneamente en el planeta, (aproximadamente 1000, la mayoría de las cuales se observan en las regiones tropicales), generan un potencial de miles de Volts en la ionosfera (Markson 1978). En turno, este potencial genera una corriente eléctrica en la vertical, dirigida hacia abajo, a través de la atmósfera en regiones del planeta con buen estado del tiempo. La corriente eléctrica que circula de la superficie terrestre hacia la ionósfera, la cual fluye de la superficie hacia la parte inferior de las nubes de tormenta, posteriormente siguiendo su trayecto de la parte superior de las mismas hacia la ionósfera, cierra el circuito eléctrico terrestre. Esta hipótesis, supone que las nubes de tormenta son fuentes dipolares de corriente (Markson 1978).

1.4 Inicio de la electrificación de las nubes

Durante el desarrollo de las nubes convectivas, se forman gotitas de agua por condensación en la corriente ascendente sobre núcleos pre-existentes de condensación de nube; luego dichas gotitas crecen por colisión y coalescencia pudiendo permanecer en estado líquido a temperaturas muy por debajo de 0 °C (lo cual se conoce como agua sobre-enfriada). Si el ascenso continúa, se forman cristales de hielo (sobre núcleos pre-existentes o por congelamiento de gotitas), los cuales crecen por difusión de vapor, debido a que la presión de vapor sobre la superficie de los cristalitos es menor que sobre las gotitas de agua sobre-enfriada. Los cristales siguen creciendo por difusión y llega un momento en el que empiezan a caer, al no ser soportados por las corrientes ascendentes. Durante la caída, los cristales colisionan con gotas de agua sobre-enfriada y continúan creciendo hasta que se forma *graupel*. Durante las colisiones entre el *graupel* y los cristales de hielo se produce la transferencia de carga debida a las colisiones entre el *graupel* y cristales de hielo. En una colisión, el *graupel* se puede cargar tanto positiva como negativamente, dependiendo de la temperatura y del contenido de agua líquida en la región en donde se produce la colisión (Jayaratne y Saunders, 1983). Al ser la carga del *graupel* función de la temperatura y del contenido de agua líquida, en una nube de gran desarrollo vertical se presentan varias regiones de carga y de diferente polaridad.

De manera general, la densidad de carga negativa en las nubes convectivas de gran desarrollo vertical es mayor que la positiva. Por inducción electrostática la superficie terrestre por debajo de una nube se carga positivamente. Las diferencias de potencial entre la región de la nube con carga negativa más inmediata a la superficie terrestre, provoca que la rigidez

dieléctrica se rompa. Como resultado, se forma un canal de aire ionizado, las descargas eléctricas a tierra se inician, siendo estas negativas. Por otra parte, la diferencia de potencial entre el yunque de la nube (con carga positiva) y la superficie adyacente no inducida positivamente, genera descargas positivas (figura 1.3).

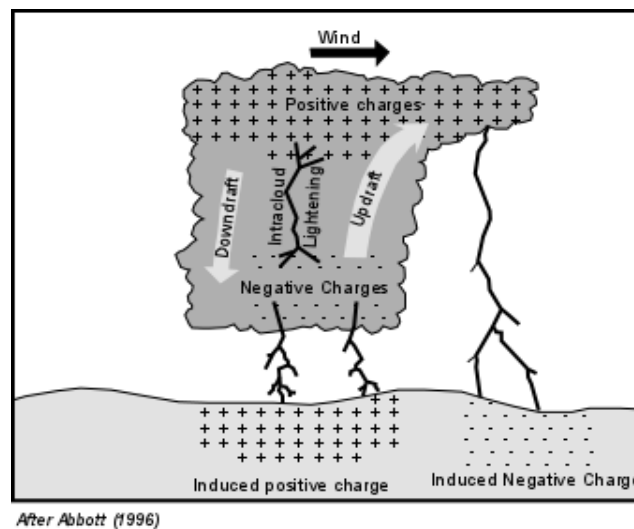


Figura 1.3. Descargas. Fuente: <http://whybecausescience.com>, consultada: 21/12/2013.

Es también muy frecuente que las descargas se presenten dentro de una misma nube (entre los centros de carga de polaridad opuesta) y también de nube a otra nube cercana. Dentro de una nube se observan descargas tanto negativas como positivas (al igual que de nube a nube) en base a la distribución de los dipolos. La proporción de las descargas de nube a nube y dentro de una nube es mayor que la de descargas de nube a tierra, ya que la disminución de la presión con la altura podría favorecer la conducción eléctrica.

1.5 Mecanismos de separación de cargas

Para que una nube se forme, se requiere la presencia de núcleos de condensación de nube en el ambiente, sobre los cuales se lleva a cabo la nucleación heterogénea. En las regiones tropicales, los procesos de convección dan lugar a la formación de nubes de tormenta, y como se ha ya mencionado, dentro de las nubes se presentan colisiones entre los hidrometeoros (Saunders, 2008).

Desde hace mucho tiempo se conoce el fenómeno de la electrificación de nubes. Sin embargo, no se ha encontrado una teoría que explique completamente este fenómeno. Se han sugerido varios mecanismos, entre los que destacan los siguientes que se describen a continuación (Saunders, 2008, y referencias ahí mencionadas):

1.5.1 Mecanismo inductivo

Este mecanismo requiere de la existencia de un campo eléctrico vertical externo a la nube para que el fenómeno de inducción se presente en los distintos hidrometeoros presentes dentro de una nube. Ello da por resultado una distribución espacial de la carga eléctrica en la superficie de todos los hidrometeoros dentro de la nube. En presencia de un campo eléctrico externo, por ejemplo, la mitad superior del *graupel* tendrá densidad de carga negativa y la mitad inferior, densidad de carga positiva, aunque el resultado total no resulte en una carga neta. Lo mismo ocurrirá con cristallitos de hielo y con las gotitas de agua sobreenfriada (Saunders, 2008, y referencias ahí mencionadas).

Al caer los hidrometeoros más grandes, (cuando no son soportados por las corrientes ascendentes dentro de la nube), colisionan con hidrometeoros más pequeños con velocidad terminal mucho menor, que son transportados por las corrientes ascendentes. Como consecuencia de la colisión se puede producir la transferencia de carga eléctrica. Además de la transferencia de carga, la separación física en la altura da lugar a la intensificación del campo eléctrico dentro de la nube.

1.5.2 Mecanismo no inductivo

Este mecanismo no requiere la presencia de un campo eléctrico externo. La transferencia de carga ocurre durante las colisiones entre *graupel* y cristales de hielo. Se ha observado que el signo de carga del *graupel* es función de la temperatura y del contenido de agua líquida en la nube. Para un cierto contenido de agua líquida, a temperaturas mayores a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ el signo de la carga en el *graupel* es positivo, ocurriendo lo contrario a temperaturas menores de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, representado esquemáticamente en la figura 1.4. Los cristales de hielo son transportados por las corrientes ascendentes provocando la separación física de la carga dentro de la nube y la intensificación del campo eléctrico (Saunders, 2008).

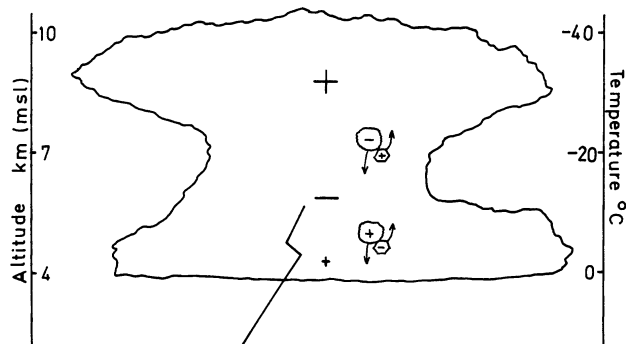


Figura 1.4: Signo de la carga del *graupel* como función de la temperatura. Fuente: Saunders, 2008.

1.5.3 Mecanismo por convección

Este mecanismo de electrificación requiere la existencia de un campo eléctrico vertical preexistente, en el cual iones positivos cerca del suelo son atraídos hacia la nube para ser “capturados” por las gotas, adquiriendo estas últimas una carga positiva. Por las corrientes ascendentes presentes dentro de las nubes convectivas, las gotas con carga eléctrica positiva, son transportadas hacia el tope de la nube. Posteriormente, la región superior de la nube con carga positiva, comienza a atraer iones negativos presentes en el aire que rodea a la nube. La interacción del aire subsaturado con la dinámica de la nube y la mezcla hacia el interior de la nube, permite que los iones negativos penetren en la nube y puedan ser capturados por hidrometeoros cayendo, incrementando así la carga negativa en la región inferior de la nube e intensificando el campo eléctrico dentro de la misma (Saunders, 2008).

De los mecanismos descritos, el no inductivo es el más aceptado en la comunidad científica. En base a observaciones se ha concluido que el desarrollo de *graupel* de hielo precede a la electrificación, además de que su presencia es necesaria para que se observe actividad eléctrica (Reynolds y Brook 1956). El mecanismo exacto de la transferencia de carga no se conoce, pero hay indicaciones de que la capa en la superficie del cristal, que tiene la característica de ser *casi líquida*, facilita el movimiento de los electrones en el momento de la colisión (Saunders, 2008, y referencias ahí mencionadas).

1.6 Objetivo

El objetivo de este trabajo es evaluar varias estimaciones de descargas eléctricas en sistemas convectivos simulados numéricamente, utilizando diferentes parametrizaciones microfísicas y comparándolas con observaciones de descargas a tierra. Uno de los propósitos de este trabajo es el de implementar una metodología para utilizar la ocurrencia de rayos para simular sistemas convectivos, con ello se podría estimar en un futuro la intensificación de tormentas a partir de datos de descargas.

Se simulan algunos casos de precipitación extrema observados en el año 2008 en la zona del Golfo de Tehuantepec usando el modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) versión 3.4.1 a alta resolución (Skamarock *et al.* 2008). Las características sinópticas de los eventos seleccionados para este trabajo han sido ya estudiadas por Torres Puentes (2011).

Las observaciones de descargas a tierra se obtienen de la base de datos recopilada por la red mundial denominada: *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN). La climatología de descargas eléctricas de la base de datos WWLLN en la zona de interés ha sido estudiada por Kucieńska *et al.* (2012a) y Kucieńska *et al.* (2012b).

1.7 Hipótesis

Las simulaciones numéricas de descargas eléctricas en sistemas convectivos en el Golfo de Tehuantepec y la Zona Inter-Tropical de Convergencia, a partir del cálculo de estimaciones de descargas con datos obtenidos de un modelo meteorológico, pueden reproducir los datos observados.

1.8 Preguntas específicas de este estudio

Se plantea en este estudio el responder las siguientes dos preguntas:

1. ¿Cómo es la relación entre un índice de potencial de descargas (que se definirá más adelante) estimado a partir de las salidas del modelo WRF y las descargas observadas con la

red *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) en nubes convectivas en la región del Golfo de Tehuantepec y la ZITC?

2. ¿Cuáles son las relaciones entre parámetros de la nube, que involucran las relaciones de descargas propuestas descritas más adelante, y las descargas simulados por WRF que mejor reproducen las descargas eléctricas observadas en nubes convectivas en la región del Golfo de Tehuantepec y la ZITC?

3. ¿Cuál es la parametrización microfísica que mejor reproduce las descargas eléctricas observadas?

1.9 Estructura de esta tesis

En el capítulo 2, se describe el cálculo de las estimaciones de descargas evaluadas a partir de los resultados de las simulaciones con el modelo WRF. Asimismo, se describen las características de los datos de descargas eléctricas obtenidos mediante la red WWLLN y sus limitaciones.

En el capítulo 3 se presentan los casos de estudio seleccionados y los resultados de las estimaciones de descargas obtenidas a partir de las simulaciones numéricas.

En el capítulo 4 se presentan las conclusiones y se discute acerca de las contribuciones que podrían hacerse en el futuro.

Capítulo 2

Metodología

2.1 Estimación de la actividad eléctrica en nubes convectivas

Como ya se mencionó anteriormente, los mecanismos de electrificación no están totalmente entendidos, y por consiguiente no existe un modelo preciso que explique este fenómeno, por lo cual no es posible desarrollar un modelo computacional que describa no sólo las interacciones microfísicas sino también la electrificación dentro de la nube. Sin embargo, cabe recordar que el mecanismo no inductivo descrito en la sub-sección 1.5.2 es el más aceptado en la comunidad científica. Al no haber un modelo matemático concreto, no es posible desarrollar un modelo computacional que describa no sólo las interacciones microfísicas sino también la electrificación dentro de la nube.

Para estimar las descargas eléctricas a partir de nubes reales, se emplea una metodología que consiste en encontrar correlaciones empíricas entre diferentes parámetros observados en las tormentas y la tasa de descargas observadas. Al utilizar un modelo numérico para simular las nubes de tormenta, se pueden obtener los mismos parámetros a partir de los datos de salida del modelo. En esta investigación se analizarán cinco relaciones entre las descargas y cada uno de los siguientes parámetros: masa de hielo precipitable, integral de agua de hielo en la vertical, volumen de corriente ascendente, velocidad vertical máxima y altura de tope de nube (Barthe *et al.* 2010) y un índice de potencial de descarga, “*Lightning Potential Index*” (LPI) (Yair *et al.* 2010).

En las siguientes sub-secciones se describen cada una de las estimaciones de descargas:

2.1.1 Masa de hielo precipitable

En el estudio de Deierling *et al.* (2008) se encontró una relación lineal entre la tasa de descargas por minuto y la masa de hielo precipitable dentro de la nube, a partir de datos obtenidos en once tormentas convectivas. Los datos se obtuvieron en tormentas desarrolladas

en el norte de Alabama y en las altas llanuras de Colorado, en Estados Unidos. Estos datos fueron obtenidos a partir de observaciones de radar polarimétrico y radar Doppler así como datos de radar y de interferometría obtenidos en estudios de campo en 1996, 2000 y 2005. La relación obtenida es:

$$f = 3.4 \times 10^{-8} \times P_m^{-18.1} \quad (2.1)$$

donde:

f es la tasa de descargas por minuto y

P_m es la masa de hielo precipitable, (en kg).

Cabe mencionar que la relación (Ec. 2.1) fue derivada para temperaturas menores a -5 °C y la correlación obtenida fue de $r = 0.94$. En esta relación, tanto el valor de la ordenada al origen (-18.1) como la pendiente son dependientes de las particularidades de los datos analizados.

2.1.2 Integral de agua de hielo en la vertical

Petersen *et al.* (2005) analizaron datos del *Lightning Imaging Sensor (LIS)* y del *Precipitation Radar (PR)*, ubicados en el satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, y muestran que globalmente hay una relación lineal entre las descargas y la integral vertical de agua de hielo dentro de las nubes. Para obtener esta relación se analizaron tres años de datos, de 1998 al 2000. Asimismo, se observa que esta relación es invariante sobre la superficie terrestre, el océano y regímenes costeros. El estudio determinó la siguiente relación:

$$FD = 33.33 \times IWP - 0.17 \quad (2.2)$$

donde:

FD es la densidad de descargas por unidad de área (km^2) por día y

IWP es la integral vertical de agua de hielo en (kg/m^2).

Es necesario resaltar que las tormentas individuales no siempre son bien representadas por medio de esta relación, ya que fue obtenida en base a un estudio climatológico. El valor del coeficiente de correlación para esta relación se encuentra alrededor de 0.97. Los valores de la pendiente y la ordenada al origen de esta relación son dependientes de las características de los datos analizados.

2.1.3 Volumen de corriente ascendente

Deierling y Petersen (2008) encontraron una correlación lineal entre la tasa total de descargas y el volumen de la corriente ascendente dentro de las tormentas, con velocidades verticales mayores a 5 m/s y a 10 m/s. El mejor coeficiente de correlación ($r = 0.93$) se obtuvo para velocidades mayores a 5 m/s.

$$f = 6.75 \times 10^{-11} \times w_5 \quad (2.3)$$

donde:

f es la tasa de descargas por minuto y

w_5 es el volumen de corriente ascendente (en m^3) sobre la isoterma de -5°C .

2.1.4 Altura del tope de nube

Williams (1985) sugirió, en base a observaciones en Florida, Nuevo México y Nueva Inglaterra, que la tasa de descargas es una función de la altura del tope de nube elevada a la quinta potencia, basándose en relaciones teóricas y empíricas desarrolladas originalmente por Vonnegut (1963). La relación usada para la investigación de esta tesis (Barthe *et al.* 2010), es:

$$f = 3.44 \times 10^{-5} \times H^{4.9} \quad (2.4)$$

donde:

f es la tasa de descargas por minuto y

H es la altura de tope de nube (en km).

2.1.5 Velocidad vertical máxima

Existe una relación entre la tasa de descargas y la velocidad vertical máxima sugerida por Price y Rind (1992), basada en las relaciones desarrolladas por Vonnegut, (1963) y posteriormente simplificadas por Williams (1985), expresada de la siguiente forma:

$$f = 5 \times 10^{-6} \times w_{max}^k \quad (2.5)$$

donde:

f es la tasa de descargas por minuto,

w_{max}^k es la velocidad vertical máxima (en m/s) y

k es obtenido empíricamente a partir de datos de satélite con un valor de 4.5 para convección continental profunda. Cabe mencionar que para las regiones marinas, la velocidad vertical máxima es mucho menor, (Price y Rind, 1992).

2.1.6 Lightning Potential Index (LPI)

En el estudio de Yair *et al.* (2010) se define el LPI como la energía cinética de las corrientes ascendentes en una nube de tormenta normalizada por el potencial de separación de carga. Dicho potencial de separación de carga se basa en las razones de mezcla de agua líquida, hielo, nieve y *graupel* dentro de la zona principal de carga de una nube, entre las isothermas de 0 °C y -20 °C. Se expresa como:

$$LPI = \frac{1}{V} \int \int \int \epsilon w^2 dx dy dz \quad (2.6)$$

donde:

V es el volumen de aire en la capa que se encuentra entre 0°C y -20°C,

w es la componente de la velocidad vertical y

ϵ es un número adimensional que toma valores entre 0 y 1.

El factor ϵ se determina con base en las razones de mezcla de los hidrometeoros, de la siguiente forma:

$$\epsilon = 2 \frac{(Q_i Q_l)^{0.5}}{(Q_i + Q_l)} \quad (2.7)$$

donde:

Q_l es la razón de mezcla total de agua líquida.

$$Q_i = q_g \left[\left((q_s q_g)^{0.5} / (q_s + q_g) \right) + \left((q_i q_g)^{0.5} / (q_i + q_g) \right) \right] \quad (2.8)$$

En la expresión 2.8, Q_i es la razón de mezcla fraccional de hielo.

donde:

q_g , q_i y q_s son las razones de mezcla para *graupel*, hielo y nieve, respectivamente.

2.2 Observaciones de descargas eléctricas

La base de datos de descargas eléctricas que se utiliza para este estudio proviene de la red *World Wide Lightning Location Network (WWLLN)*, operada a nivel mundial desde la Universidad de Washington. Consiste en un arreglo de sensores esparcidos por todo el mundo, ubicados mayoritariamente en universidades y centro de investigación. Cada sensor detecta la señal de ultra baja frecuencia asociada con las descargas (principalmente las descargas de nube a tierra, aunque también hay evidencia de que se detectan descargas intra-nube (Jacobson *et al.* 2005)) y opera en el rango de frecuencias de 3 a 30 kHz. Para la estimación de la ubicación de la descarga a tierra se requiere que cada descarga sea detectada por al menos 5 sensores y el software hace una inversión de las señales detectadas en el tiempo para ubicar la descarga en el espacio. La distancia de separación de un sensor a otro puede ser de miles de kilómetros (<http://webflash.ess.washington.edu/> consultada el 16 de mayo del 2013).

En el 2008, año al cual pertenecen los casos de estudio de esta investigación, la red *WWLLN* contaba con 32 sensores en todo el mundo. La eficiencia global de detección de rayos de nube a tierra para este año fue del 10.3%. Sin embargo, la detección de rayos de nube a tierra depende de la intensidad de corriente y de la polaridad, alcanzándose eficiencias de

hasta 35% para corrientes alrededor de 130 kA. Los errores de exactitud espacial son de 4.03 km en la dirección Norte-Sur y 4.98 km en la dirección Este-Oeste (Abarca *et al.* 2010).

2.3 Modelación numérica a mesoescala

Se utiliza en este estudio el modelo meteorológico de mesoescala denominado *Weather Research and Forecasting (WRF)* versión 3.4.1, desarrollado y distribuido en forma gratuita a la comunidad científica. El modelo WRF es el resultado del trabajo conjunto entre varias organizaciones de los Estados Unidos de América, entre las que destacan: NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), AFWA (*Air Force Weather Agency*), *Naval Research Laboratory*, *University of Oklahoma* y FAA (*Federal Aviation Administration*), (Skamarock, 2008).

Este modelo permite realizar simulaciones idealizadas y simulaciones en donde se consideran casos reales. En esta tesis se consideran casos reales, es por ello que se requiere hacer uso del *WRF Pre-Processing System (WPS)*. Antes de ejecutar algún caso con el ARW (*Advanced Research WRF*), es necesario ejecutar primero el WPS.

En el ARW se encuentran los programas que representan los esquemas físicos (parametrizaciones) y numéricos. Está conformado por un conjunto de programas de inicialización para simulaciones de casos ideales y de casos reales, así como también para resolver las ecuaciones discretizadas y que involucran integración numérica.

El *WRF Pre-Processing System (WPS)* está conformado por los siguientes tres programas:

- *Geogrid*: En este programa se definen los dominios y sus características como el espaciado de malla y el tipo de proyección. Este programa genera los datos estáticos terrestres.
- *Ungrib*: Desempaqueta datos meteorológicos que se encuentran en formato GRIB, correspondientes a datos de re-análisis.

- *Metegrid*: Interpola horizontalmente los datos meteorológicos de re-análisis en el dominio de estudio. Los archivos de salida de este programa son los datos de entrada para el ARW.

Cabe aclarar que en el WRF se puede incluir el módulo WRF-Var para incluir datos de observaciones (asimilación de datos), con el fin de actualizar condiciones iniciales.

El tiempo de simulación depende de las dimensiones de los dominios y la resolución espacial así como del número de procesadores o núcleos que se utilicen para la corrida; sin embargo, también depende de los esquemas numéricos seleccionados así como de la clase de paralelizaciones. El modelo se puede configurar en varios modos: i) secuencial; ii) paralelo con memoria distribuida (se emplean varios procesadores con almacenamiento de memoria independiente); iii) paralelo con memoria compartida (todos los procesadores acceden a una misma memoria); y iv) combinación en paralelo con memoria distribuida y compartida. Los estándares aplicados en la paralelización son: *Message Passing Interface* (MPI, para múltiples procesos con memoria distribuida) y OpenMP (para múltiples procesos con memoria compartida).

Después de ejecutar el ARW, es necesario extraer y analizar las variables deseadas de los archivos de salida de cada corrida realizada. Para este fin, se pueden desarrollar rutinas de análisis utilizando por ejemplo, NCL (*NCAR Command Language*) y/o VAPOR (*Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere and Solar Research*), entre otras posibles alternativas.

2.3.1 Características del ARW

- Ecuaciones: Totalmente compresibles y conservativas para variables escalares.
- Variables pronosticas: Componentes de velocidad “u” y “v” en coordenadas cartesianas, velocidad vertical “w”, perturbación de temperatura potencial, perturbación de geopotencial y perturbación de presión superficial en aire seco. Opcionalmente, energía cinética turbulenta y cualquier número de escalares tales como razón de mezcla de vapor de agua, razón de mezcla de lluvia / nieve, y agua de nube / razón de mezcla de hielo.

- Integración en tiempo: Integración de tiempo dividido que usa los esquemas Runge-Kutta de segundo y de tercer orden, con un menor paso de tiempo para modos de gravedad y acústicos. Capacidad para la variación de pasos de tiempo.
- Discretización espacial: Opciones de advección de segundo orden en la horizontal y vertical.
- Mezclado turbulento: Formulación turbulenta en escala de sub-malla en coordenadas y espacio físico. Amortiguamiento de divergencia, filtrado de modo externo, paso vertical implícito acústico no centrado. Opción explícita de filtrado.
- Condiciones iniciales: Tridimensionales para datos reales, así como unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales para casos ideales.
- Condiciones de frontera laterales: Periódicas, abiertas, simétricas y específicas.
- Condiciones de frontera superiores: De absorción de ondas de gravedad (difusión, o amortiguamiento de Rayleigh o amortiguamiento implícito de Rayleigh para la velocidad vertical). Nivel de constante presión en la frontera superior a lo largo de una superficie material. Opción de capa rígida.
- Condiciones de frontera inferiores: Física o de deslizamiento libre.
- Rotación terrestre: Con todos los términos de Coriolis incluidos.
- Anidamiento: Un sentido, dos sentidos y móvil. Niveles múltiples y razones enteras.

En la figura 2.1 se muestra el diagrama de flujo del modelo WRF, el cual consiste de varios subsistemas. Para este estudio, los subsistemas principales son:

1. WPS
2. REAL
3. ARW MODEL

4. Posprocesamiento: *National Center for Atmospheric Research Command Language* (NCL)

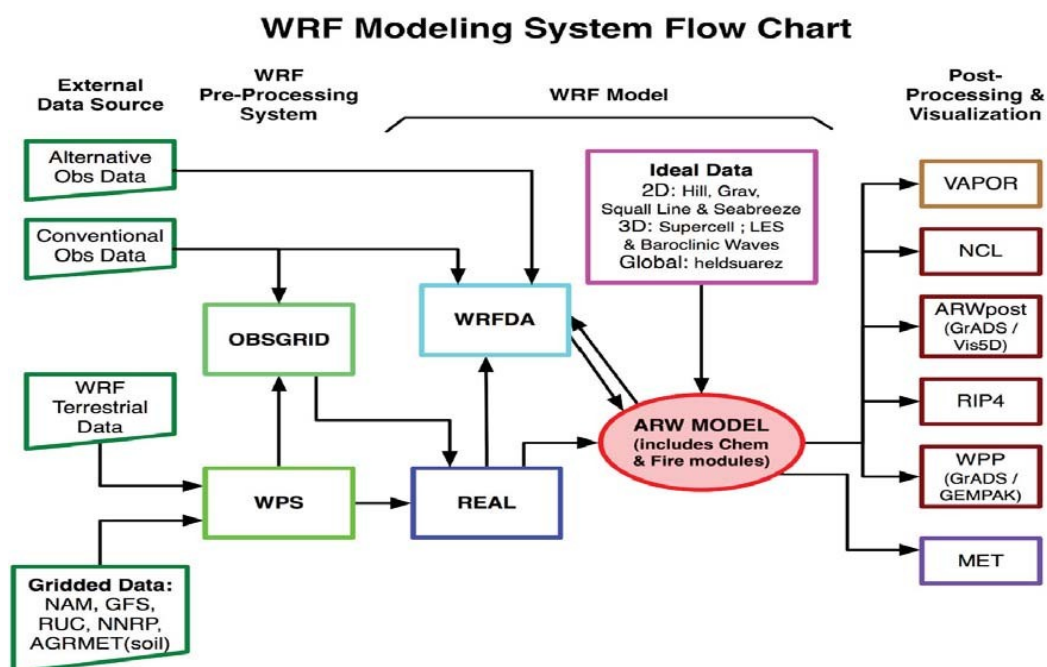


Figura 2.1: Diagrama de flujo de los subsistemas del modelo WRF (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf).

2.3.2 Una breve descripción de las ecuaciones del ARW

En este modelo se emplea una coordenada vertical de presión hidrostática con seguimiento de terreno (Skamarock *et al.* 2008):

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu} \quad (2.9)$$

donde:

P_h es la componente hidrostática de la presión;

P_{hs} es la presión a lo largo de la superficie.

P_{ht} es la presión a lo largo de la frontera superior.

η adquiere valores desde cero en la frontera superior hasta 1 en la superficie.

$$\mu = \mu(x, y) = P_{hs} - P_{ht}$$

Las ecuaciones del modelo se derivan a partir de las ecuaciones compresibles de Navier-Stokes (Lundquist *et al.* 2006).

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} = -\alpha \nabla P - \vec{g} + \vec{F} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0 \quad (2.11)$$

donde:

ρ es densidad y

\vec{F} incluye la fuerza ficticia de Coriolis y términos adicionales de forzamiento.

La ecuación (2.10) es la segunda ley de Newton aplicada a un fluido, mientras que la ecuación (2.11) es la ecuación de conservación de masa. A estas ecuaciones se les aplica una transformación en términos de una coordenada hidrostática (π) constante (Kasahara, 1974). Posteriormente se introduce la coordenada de presión que involucra el seguimiento de terreno (Ec. 2.9), (Laprise, 1992).

En base a las transformaciones propuestas por Kasahara (1974), considerando la coordenada de presión π , las derivadas, tanto espaciales como temporales, de cualquier función escalar a se expresan como:

$$\left(\frac{\partial a}{\partial t} \right)_{\pi} = \left(\frac{\partial a}{\partial t} \right)_z + \frac{\partial a}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{\pi} \quad (2.12)$$

$$\left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_\pi = \left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_z + \frac{\partial a}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_\pi \quad (2.13)$$

donde:

π es la presión en la superficie terrestre.

$a=a(\pi)$ es una función escalar.

Las derivadas en las coordenadas y y z guardan la misma forma que las expresiones (2.12) y (2.13). Con estas últimas, la derivada material para cualquier función escalar se expresa como:

$$\left(\frac{Da}{Dt}\right)_\pi = \left(\frac{\partial a}{\partial t}\right)_\pi + u \left(\frac{\partial a}{\partial x}\right)_\pi + v \left(\frac{\partial a}{\partial y}\right)_\pi + \dot{\pi} \frac{\partial a}{\partial \pi} \quad (2.14)$$

donde:

$$\dot{\pi} = \frac{\partial \pi}{\partial t} = \frac{\partial \pi}{\partial z} \left[w - \left(\frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} \right) \right] \quad (2.15)$$

Las ecuaciones de momento horizontal y vertical en función de la coordenada η se expresan, respectivamente, como:

$$\left(\frac{D\vec{V}}{Dt}\right)_\eta + \alpha (\nabla_\eta p - (\nabla_\eta \pi) \frac{\partial \eta}{\partial \pi} \frac{\partial p}{\partial \eta}) + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial \pi} (\nabla_\eta \Phi - (\nabla_\eta \pi) \frac{\partial \eta}{\partial \pi} \frac{\partial p}{\partial \eta}) = \vec{F} \quad (2.16)$$

$$\left(\frac{Dw}{Dt}\right)_\eta + g \left(1 - \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial \pi}\right) = F \quad (2.17)$$

y la ecuación de conservación de masa en términos de η es:

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \pi}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (2.18)$$

donde:

$$\dot{\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial \pi} \left[\dot{\pi} - \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \right] \quad (2.19)$$

Considerando:

$$\frac{\partial \eta}{\partial \pi} = 1/\mu \quad \text{y} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\alpha \mu \quad (2.20)$$

e introduciendo simplificaciones en el proceso matemático, las ecuaciones de momento horizontal y vertical en función de η resultan:

$$\left(\frac{\partial(\mu \vec{V})}{\partial t} \right)_{\eta} + \nabla_{\eta} \cdot (\mu \vec{V}; \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \eta} (\mu \dot{\eta} \vec{V}) - \frac{\partial}{\partial x} \left(p \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(p \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) = \vec{F} \quad (2.21)$$

$$\left(\frac{\partial(\mu w)}{\partial t} \right)_{\eta} + \nabla_{\eta} \cdot (\mu \vec{V} w) + \frac{\partial}{\partial \eta} (\mu \dot{\eta} w) - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu \right) = F \quad (2.22)$$

donde:

Φ es el geopotencial.

y la ecuación de continuidad queda expresada como:

$$\left(\frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{\partial(\mu u)}{\partial x} + \frac{\partial(\mu v)}{\partial y} \right)_{\eta} + \frac{\partial(\mu \dot{\eta})}{\partial \eta} = 0 \quad (2.23)$$

Para cerrar el sistema, se necesita una ecuación termodinámica que puede ser expresada en función de la temperatura potencial y de la ecuación de estado. La temperatura potencial θ es una cantidad conservada cuando se supone una atmósfera adiabática.

$$\left(\frac{\partial(\mu \theta)}{\partial t} \right)_{\eta} + \nabla_{\eta} \cdot (\mu \vec{V} \theta) + \frac{\partial}{\partial \eta} (\mu \dot{\eta} \theta) = F_{\theta} \quad (2.24)$$

La presión se calcula a partir de la ecuación de estado de los gases ideales:

$$p = P_0 \left(\frac{R\theta}{P_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (2.25)$$

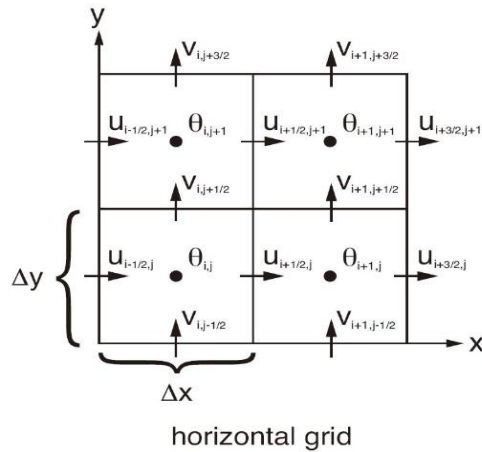
donde:

γ es la razón de las capacidades caloríficas (C_p/C_v).

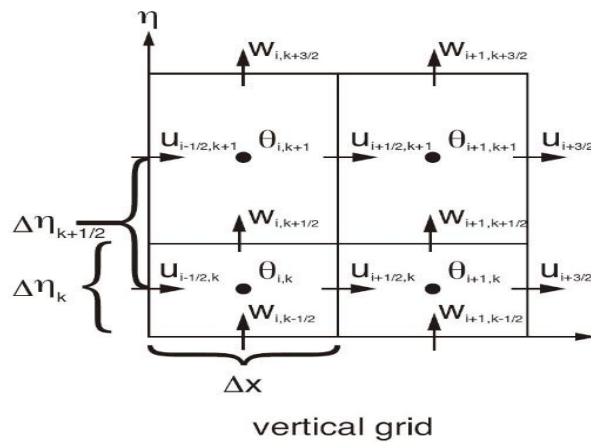
R es la constante universal de los gases.

Para realizar simulaciones de casos reales, se deben incluir también variables de humedad y de diferentes hidrometeoros, los términos de curvatura y de Coriolis. Asimismo, se debe seleccionar una de las cuatro proyecciones que se incluyen en el modelo: Lambert, estereográfica polar, Mercator y proyecciones de longitud-latitud.

Después se efectúan las siguientes sustituciones: $p = \bar{p}(z) + \acute{p}$, $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \acute{\alpha}$, $\Phi = \bar{\Phi}(z) + \acute{\Phi}$ y $\mu = \bar{\mu}(x, y) + \acute{\mu}$, generando ecuaciones para las anomalías de las variables y de tal manera que al discretizarlas, haya una reducción de errores numéricos (Skamarock *et al.* 2008). Las ecuaciones discretizadas se resuelven sobre una malla Arakawa tipo C, como la que se muestra esquemáticamente en la figura 2.2.



(a)



(b)

Figura 2.2: Malla Arakawa C (a) en la horizontal y (b) en la vertical. Fuente: <http://aqmc.epa.gov.tw>, consultada el 30 de octubre del 2013.

2.3.3 Aspectos físicos del ARW

Debido a la que la resolución espacial mínima en el modelo no permite resolver procesos físicos de micro-escala, se requiere contar con parametrizaciones que representen dichos procesos. Se describen a continuación algunos de los procesos importantes:

- Microfísica: Involucra esquemas que abarcan desde física simplificada, adecuada para casos ideales, hasta física sofisticada de fase mezclada, adecuada para modelación explícita de nubes. Son dieciocho las parametrizaciones microfísicas con las que cuenta

el modelo.

- Parametrización de cúmulos: Involucra esquemas de flujo de masa y ajustes para modelación de mesoescala.
- Física de superficie: Involucra modelos de superficie multi-capa abarcando desde modelos térmicos hasta modelos en donde se incluye vegetación y humedad en la superficie, cubierta de nieve y hielo sobre la superficie oceánica.
- Física de capa límite planetaria: Involucra predicción de energía cinética turbulenta o esquemas de turbulencia no local.
- Física de radiación atmosférica: Incluye esquemas de longitud de onda corta y larga con bandas espectrales múltiples así como un esquema de longitud de onda corta para aplicaciones climáticas y de tiempo meteorológico. Los efectos por flujos de superficie y nubes están incluidos.

2.4 Configuración seleccionada para este estudio

El modelo WRF se configuró con cinco dominios anidados de 1, 3, 9, 27 y 81 kilómetros respectivamente, figura 2.3. El dominio más interno tiene un espaciado de malla horizontal de 1 km; el que le sigue, un espaciado de malla de 3 km y así sucesivamente. Aquí se presentan sólo resultados de los dos dominios más internos, es decir, los dos de mayor resolución.

Para inicializar el modelo se utilizaron los datos finales (FNL) de *Global Data Assimilation System* (GDAS) con resolución de malla de 1 grado.

Cada caso se simuló empleando tres diferentes parametrizaciones de microfísica: Lin (Lin *et al.* 1983), Thomson (Thomson *et al.* 2005) y WSM5.

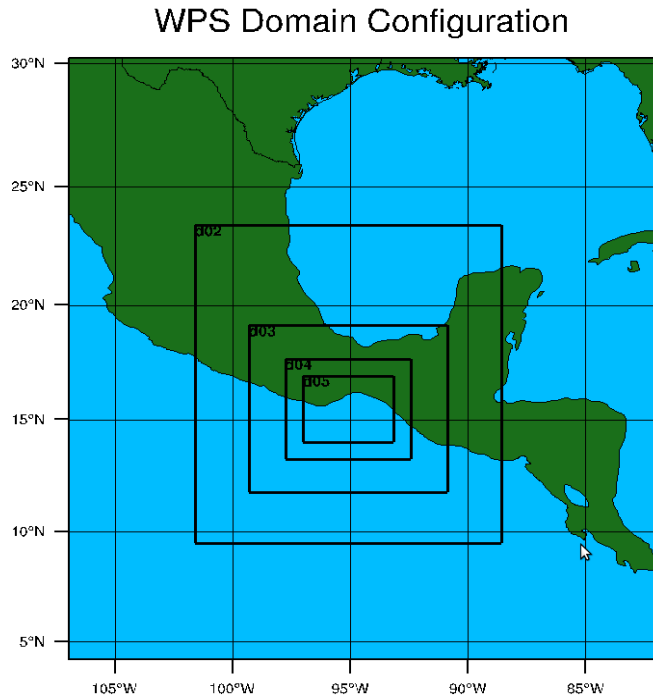


Figura 2.3: Dominios de las simulaciones.

Se seleccionaron las siguientes parametrizaciones para las corridas, coincidiendo con las selecciones de Torres Puente, (2011):

- Cumulus: Kain-Fritch (Kain 2004)
- Capa superficial: Eta (Skamarock *et al.* 2008)
- Modelo de superficie: Noah LSM (The community Noah land surface model)
- Capa límite: Mellor-Yamada-Janjic (Skamarock *et al.* 2008)
- Radiación de onda corta: Dudhia MM5 (Skamarock *et al.* 2008)
- Radiación de onda larga: RRTM (Skamarock *et al.* 2008)

El trabajo de investigación se realizó de la siguiente manera:

1. Selección de casos de estudio.
2. Simulación de los casos de estudio con el modelo WRF.

3. Obtención de los parámetros a partir de los resultados de las simulaciones numéricas para estimar las descargas eléctricas empleando las relaciones mencionadas anteriormente y los datos de las simulaciones con el modelo WRF.
4. Comparación de las descargas simuladas con los valores observados de descargas a partir de la red WWLLN.
5. Análisis de Resultados
6. Conclusiones y trabajo a futuro.

Capítulo 3

Observaciones y simulaciones numéricas

3.1 Casos seleccionados

Se seleccionaron para este estudio 3 eventos que produjeron precipitación extrema en el año 2008 y ocasionaron un impacto negativo en las poblaciones que habitan en la costa de Oaxaca. Dichos eventos fueron estudiados por Torres Puentes, (2011). Un extremo se refiere a un evento raro en un modelo estadístico de cierto elemento particular del tiempo. *En términos de percentiles, son eventos que ocurren entre el 1 y 10% del tiempo en una localidad particular y en un periodo particular del tiempo* (Torres Puentes 2011). Al tener como elemento particular del tiempo a la precipitación, se tomó como modelo estadístico la distribución Gamma en sus percentiles 90, 95 y 99. Los eventos seleccionados corresponden a valores por encima del percentil 99 de la distribución gamma para la precipitación durante el 2008, (Torres Puentes, 2011). A continuación se presenta una breve descripción sinóptica de cada evento.

- Caso 1. Del 3 al 6 de junio del 2008:

Según el Centro Nacional de Huracanes (NHC), los días 29 y 30 de mayo del 2008, se presentó en el Océano Pacífico del Este la tormenta tropical Alma (que fue el primer ciclón tropical que se desarrolló en la cuenca ciclogénica del Pacífico nororiental en 2008). Ésta se formó sin la asistencia de una onda tropical, originándose a partir de una vaguada estacionaria. Esta baja pudo haberse iniciado por una perturbación que se propagó hacia el Este. La baja presión se movió hacia el Este influenciada por un gran sistema ciclónico.

La tormenta tropical Arthur se presentó en el Mar Caribe del 31 de mayo al 1 de junio del 2008. Ésta se originó a partir de los remanentes de la tormenta tropical Alma en combinación con una onda tropical al noroeste del Mar Caribe. El 30 de mayo los remanentes de Alma cruzaron Honduras hacia el noroeste del Mar Caribe, esto causó el desarrollo de una baja superficial a aproximadamente a 75 millas náuticas al sureste de Belice.

Del 1 al 3 de junio, los remanentes de Arthur originaron convección en el suroeste de la península de Yucatán, esto dio lugar a la formación de un sistema ciclónico en el golfo de Tehuantepec el 3 de junio a las 12Z. En la estación Unión Hidalgo, en el municipio Unión Hidalgo, Oaxaca, se registraron 180 mm de precipitación diaria acumulada, excediendo al 100% el valor de 90mm del percentil 95 de la distribución gamma, (Torres Puentes, 2011). En el periodo del 3 al 6 de junio también se presentó actividad eléctrica, en la Figura 3.1, que corresponde al dominio con resolución de malla horizontal de 3 km, se muestra la distribución espacial del promedio de las descargas acumuladas, (detectadas por la red WWLLN) durante este periodo.

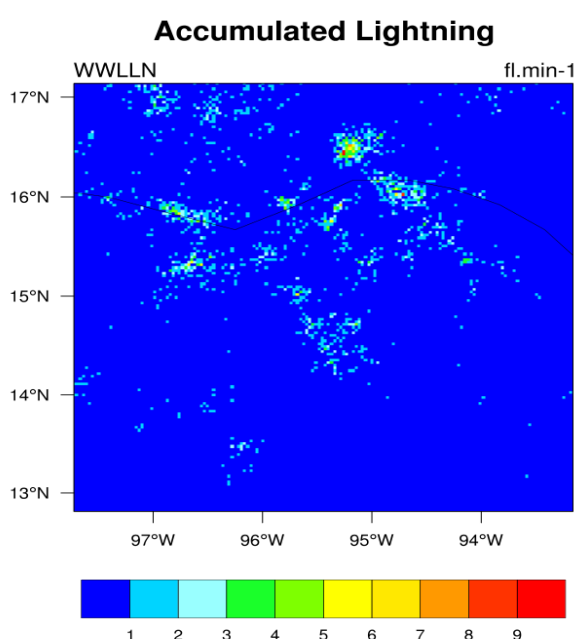


Figura 3.1: Descargas acumuladas del 3 al 6 de junio.

- Caso 2. Del 6 al 7 de julio del 2008:

Un flujo de humedad proveniente del Pacífico central, localizado en 12°N, 110°W, fue reforzado por los remanentes de la tormenta tropical Douglas, 1-4 de julio. Después, los remanentes de la depresión tropical 5E en el Océano Pacífico, 5-7 de julio, provocaron convección en la región que comprende al Istmo de Tehuantepec. Además un flujo proveniente del Mar Caribe con dirección noroeste se sumó a lo anterior dando como resultado una fuerte confluencia en el Istmo de Tehuantepec. Posteriormente, un evento de precipitación extrema tuvo lugar el 7 de julio a las 6 GMT. En Puerto Ángel,

Oaxaca, se registraron 115.3 mm de precipitación diaria acumulada. Este registro excede también el valor del percentil 95 de la distribución gamma. Del 6 al 7 de julio también se detectaron descargas eléctricas. En la Figura 3.2 se muestra la distribución espacial del promedio de las descargas acumuladas, (detectadas por la red WWLLN) durante este periodo.

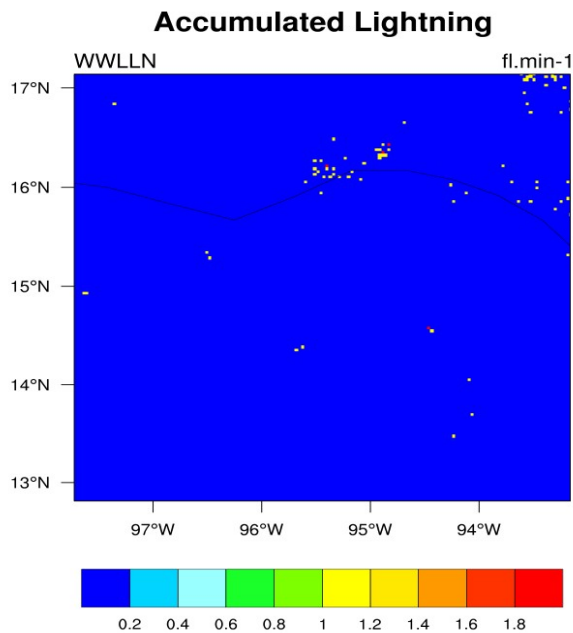


Figura 3.2: Descargas acumuladas del 6 al 7 de julio.

- Caso 3. 24 de septiembre del 2008:

Según el reporte del Servicio Meteorológico Nacional, el 24 de septiembre la onda tropical 31 se encontraba sobre los estados de Guerrero y Oaxaca a lo largo de 98°W y al sur de 18°N. Esta onda siguió su recorrido hacia el Oeste a la cual se le asociaba una baja presión de 1008 hPa, cerca de 12°N. El sistema dio lugar a lluvias de fuertes a intensas con tormentas eléctricas en dichas regiones. En la localidad de Rio Verde, Oaxaca, se registraron 215 mm de precipitación en un solo día; este valor excedió significativamente el valor de 50 mm de precipitación diaria acumulada, correspondiente al percentil 95. En la Figura 3.3 se muestra la distribución espacial del promedio de las descargas acumuladas detectadas por WWLLN durante el 24 de septiembre.

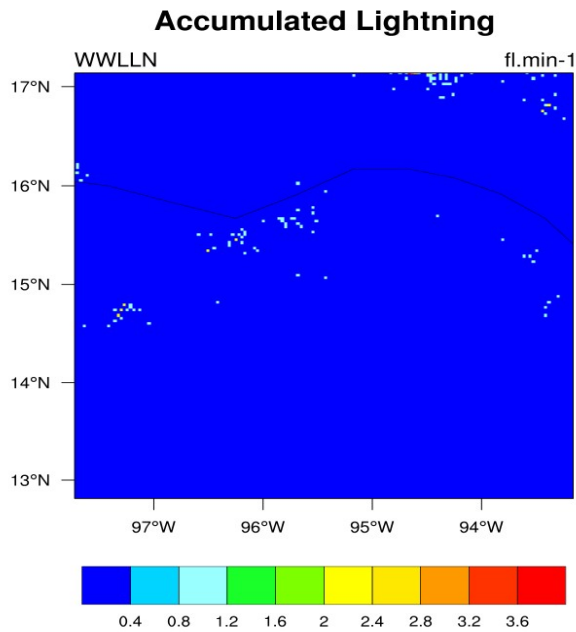


Figura 3.3: Descargas acumuladas para el 24 de septiembre.

3.2 Resultados de las simulaciones

Se realizaron una serie de simulaciones con el modelo WRF de los 3 casos de estudio mencionados, para evaluar el comportamiento de varias parametrizaciones de microfísica, dado que las variables representadas son las que se utilizan para la estimación de la tasa de descargas.

3.2.1 Parametrizaciones microfísicas utilizadas

Se seleccionaron tres diferentes parametrizaciones de microfísica, que se denotan aquí como: a) Lin, b) Thomson y c) WSM5. A continuación se describen cada una de estas parametrizaciones, especificando las diferencias entre las mismas.

a) Lin

Esta parametrización introducida por Lin *et al.* (1983) y por Rutledge y Hobbs (1984) incluye seis clases de hidrometeoros: vapor de agua, agua de nube, hielo en nube, lluvia, nieve y *graupel*. Está basada en el modelo de nube desarrollado en la Universidad de Purdue,

y que ha sido documentado por Chen y Sun (2002). Según Kim *et al.* (2013), esta parametrización microfísica sobreestima la producción de *graupel* en sistemas tropicales.

b) Thompson

Esta parametrización fue desarrollada por Thompson *et al.* (2004) y ha sido probada y comparada de manera extensiva con casos reales en regiones de latitudes medias en nubes de tormenta invernal. Las principales categorías de hidrometeoros que considera: agua de nube, agua de lluvia, nieve y *graupel*. Entre las características más importantes de esta parametrización: i) distribución gamma para cada hidrometeoro; ii) nieve con densidad variable, no esférica y distribución de tamaños ajustados a observaciones; iii) parámetro de forma variable en la distribución gamma para gotitas de agua basado en observaciones; iv) tabla de valores para el congelamiento de gotas de agua; y v) eficiencia de colección variable para la lluvia, nieve y *graupel*. Para sistemas tropicales, dicha parametrización predice la existencia de nieve.

c) WSM5

Esta parametrización microfísica, propuesta por Hong *et al.* (2003), predice cinco categorías de hidrometeoros: vapor, agua en nube, hielo en nube, lluvia y nieve. Este esquema permite la existencia de agua sobreenfriada así como una fusión gradual de la nieve que cae por debajo de la capa de fusión, los detalles se encuentran en Hong *et al.* (2003) y Hong *et al.* (2006). También trata los procesos de saturación de agua y hielo por separado.

3.2.2 Análisis de las simulaciones

Para cada caso de estudio se analizaron las distribuciones espaciales de las estimaciones de descargas descritas en la sección 2.1. Asimismo, se analizaron las series de tiempo correspondientes y se calcularon correlaciones entre las tasas de descargas simuladas y los datos de descargas de la red WWLLN.

Se calcularon cada una de las estimaciones de descargas en cada uno de los cuadriláteros que conforman las tramas de las mallas de los dominios estudiados. La dimensión de cada uno de los cuadriláteros para la malla del primer dominio es de 1 km por 1

km y de 3 km por 3 km para la segunda. Las distribuciones espaciales de los datos de la red WWLLN fueron obtenidas en cada uno de los dominios de estudio. Sobre cada uno de los cuadriláteros, se calculó el promedio de las descargas observadas en cada hora.

Se obtuvieron las series de tiempo para las estimaciones de descargas y los datos de WWLLN en función del tiempo de simulación. Se obtuvo un promedio horario de cada una de las estimaciones de descargas así como de las descargas detectadas por la red WWLLN en los dominios correspondientes. Los promedios horarios se calcularon considerando las regiones con precipitación.

De las seis estimaciones de descargas calculadas a partir de las salidas del WRF que se describen en la sección 2.1 (masa de hielo precipitable, integral de agua de hielo en la vertical, volumen de corriente ascendente, altura de tope de nube, velocidad vertical máxima y LPI), se comprobó que para dos de ellas (integral de agua de hielo en la vertical y altura de tope de nube), las simulaciones nunca alcanzaron el valor del umbral de reflectividad propuesto por Barthe *et al.* (2010).

Se introdujo un cambio en la relación de descargas a partir de la Masa de hielo precipitable (descrita en la sección 2.1.1), suprimiéndose el valor de la ordenada al origen en dicha relación en los cálculos finales. Se resolvió esto debido a que las series de tiempo correspondientes a cada una de las parametrizaciones de microfísica con este valor de -18.1, para la relación de descarga mencionada, no describieron la evolución temporal de las descargas en los dominios de estudio.

3.2.2.1 Resultados para el caso 1 (del 3 al 6 de junio del 2008)

Todas las simulaciones realizadas para este caso con diferentes parametrizaciones de microfísica, desarrollan un sistema ciclónico de mesoescala que penetró a tierra. El sistema ciclónico observado tocó tierra aproximadamente a las 23:15 GMT el 3 de junio, disipándose en la Sierra Madre de Chiapas, (Torres Puente, 2011). Se consideraron las primeras 20 horas de simulación para calcular cada una de las estimaciones de descargas.

Los valores observados de precipitación en la costa, en la estación Tehuantepec, en el municipio de Santo Domingo Tehuantepec, Oaxaca, ubicada a 16°19'28"N de latitud y

95°14'20"O de longitud, indican que se tuvo una alta precipitación durante las primeras 24 horas (aproximadamente 50 mm). Durante el segundo día la precipitación se mantuvo en relativa calma (aproximadamente 10 mm). Durante el tercer día se registraron 190 mm. En la figura 3.4 se presentan las gráficas de precipitación total acumulada simulada en superficie con cada parametrización microfísica. Mientras que en la figura 3.5 se muestra la distribución espacial de la precipitación acumulada en una hora, de las 2:00 a las 3:00 GMT para el día 3 de junio.

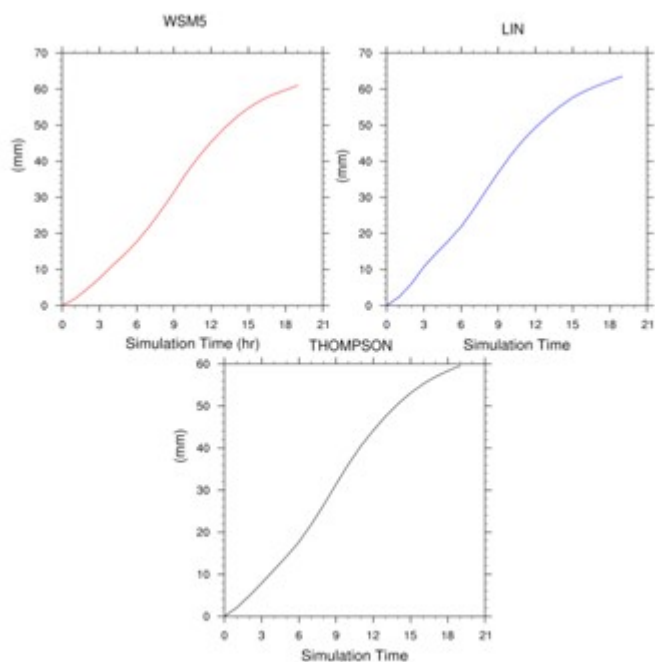
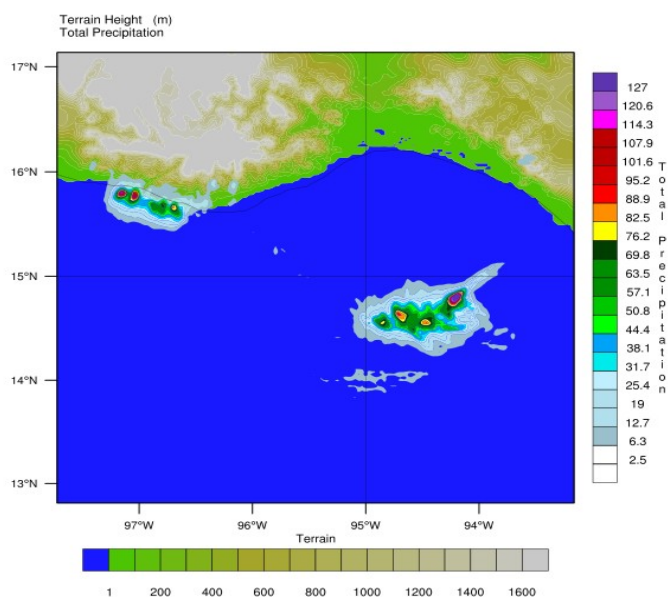


Figura 3.4: Precipitación total acumulada con las diferentes parametrizaciones de microfísica.

Init: 2008-06-03_00:00:00



OUTPUT FROM WRF V3.4.1 MODEL
WE = 163 ; SN = 160 ; Levels = 27 ; Dis = 3km ; Phys Opt = 8 ; PBL Opt = 2 ; Cu Opt = 1

Figura 3.5: Distribución espacial de la precipitación acumulada en mm de las 2:00 a las 3:00 GMT para el día 3 de junio.

En la figura 3.6 muestra la distribución espacial de los datos de las descargas registradas por la red WWLLN el día 3 de junio del 2008 a las 2:00:00 GMT, en el dominio con resolución de malla de 3 km. En las figuras 3.7 y 3.8 aparecen las distribuciones espaciales del LPI y el volumen de corriente ascendente para cada uno de los dominios estudiados, usando las 3 diferentes parametrizaciones de microfísica.

En este caso de estudio se presentó un desfase de una hora entre las simulaciones y las descargas detectadas por WWLLN; es decir, que las simulaciones que más se aproximan a los datos de observación de descargas corresponden a una hora después de lo observado.

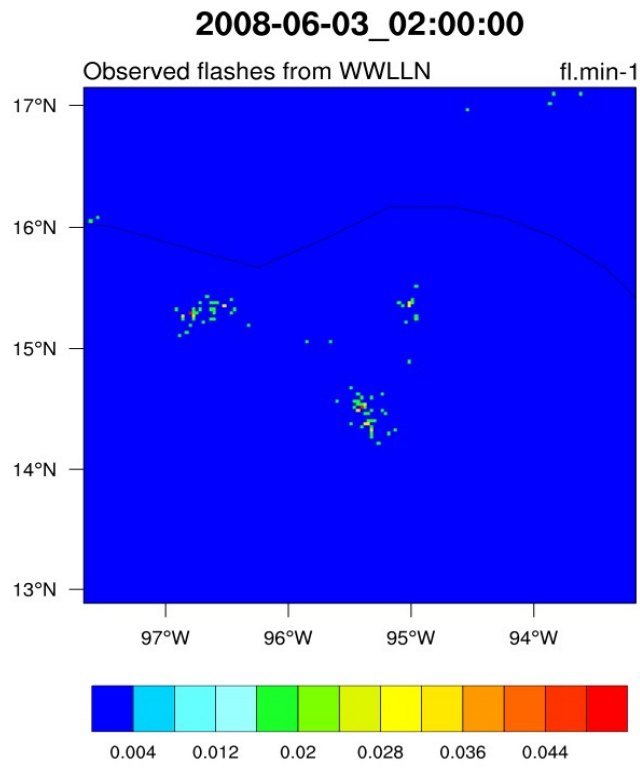


Figura 3.6: Observaciones de descargas recopiladas por WWLLN para las 2:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008.

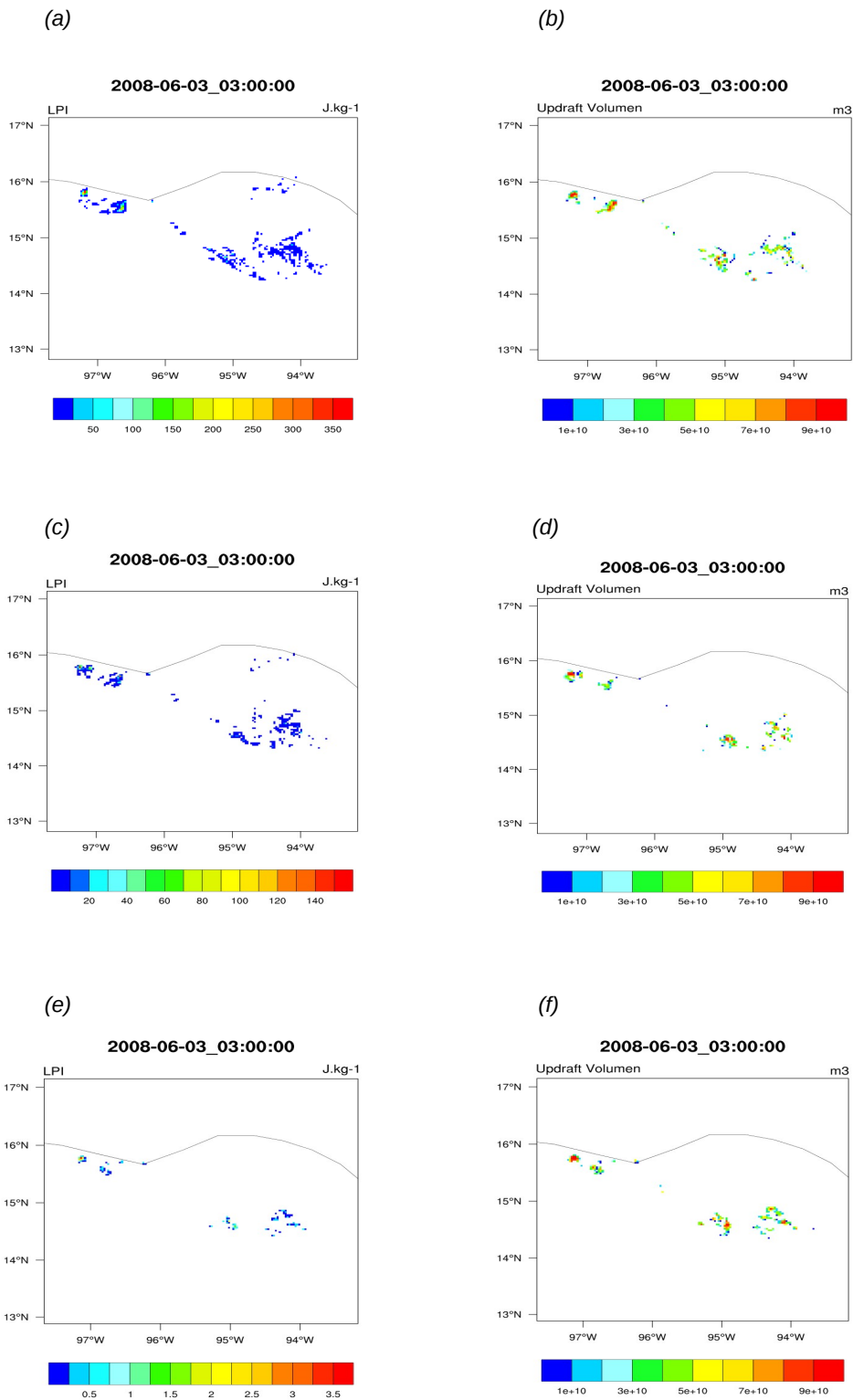


Figura 3.7: Para el dominio con resolución de malla horizontal de 3 km a las 3:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) corresponden a las simulaciones empleando la parametrización microfísica de Lin; (c) y (d) la parametrización de Thompson y (e) y (f) la parametrización WSM5.

La parametrización de Lin es la que cualitativamente mejor reproduce la distribución espacial de cada una de las estimaciones de descargas. Las descargas observadas presentan tres principales concentraciones, las cuales se identifican en la figura 3.6. En las simulaciones se presentaron tres concentraciones principales. Al comparar las descargas observadas con las relaciones de descargas, calculadas a partir de las simulaciones con el modelo WRF, de los otros dos casos de este estudio, la parametrización de Lin da una aproximación con respecto a las agrupaciones principales de las descargas; a pesar de que la ubicación de las agrupaciones principales no corresponde con las agrupaciones de descargas observadas. La comparación del LPI y el volumen de corriente ascendente, calculados para los dominios con resoluciones de 3 y 1 km (figuras 3.7 y 3.8, respectivamente), con los datos de las descargas detectadas por WWLN (figura 3.6); se observa que esta parametrización es la que más se aproxima a la distribución espacial de las descargas detectadas. Las estimaciones: masa de hielo precipitable y velocidad vertical máxima se comportan de manera similar.

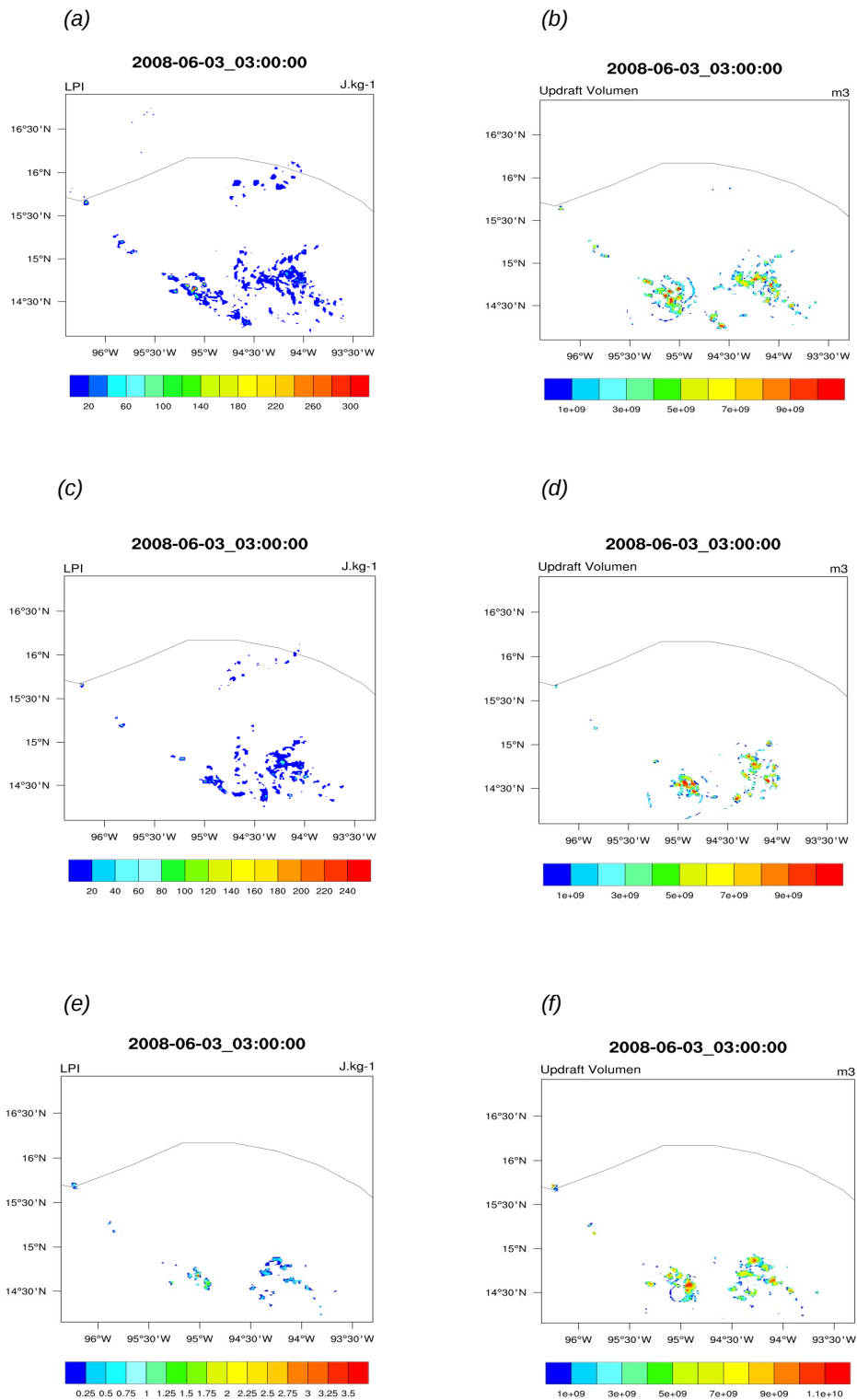


Figura 3.8: Para el dominio con resolución de malla horizontal de 1 km a las 3:00:00 GMT del día 3 de junio del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) corresponden a las simulaciones empleando la parametrización microfísica de Lin; (c) y (d) la parametrización de Thompson y (e) y (f) a la parametrización WSM5.

Se calculó el coeficiente de correlación de Spearman entre las series de tiempo de las estimaciones de descargas simuladas y de los datos de descargas detectadas por WWLLN con resolución horaria. En las Tablas 3.4 y 3.5 se muestran los valores de los coeficientes de correlación obtenidos en función de las parametrizaciones microfísicas utilizadas y de la resolución de los dominios estudiados. Se puede observar que para el dominio de 3 km de resolución horizontal (Tabla 3.1), la mejor correlación con el índice LPI y con el volumen de la corriente ascendente se obtiene con la parametrización de Thompson. Con la parametrización microfísica de Lin se obtiene la mejor correlación entre la masa de hielo precipitable y las descargas observadas. La simulación con la parametrización WSM5 resulta en las peores correlaciones entre tres de las estimaciones de descargas y los datos registrados por WWLLN y sólo resulta en una mayor correlación que la parametrización de Lin en el caso del LPI. Cabe recalcar que las correlaciones son particularmente bajas con esta parametrización para la Masa de hielo precipitable y la velocidad vertical máxima.

Parametrización/Estimación	Lin	Thompson	WSM5
LPI	0.70	0.82	0.76
Masa de hielo precipitable	0.78	0.59	0.55
Volumen de corriente ascendente	0.75	0.84	0.73
Velocidad vertical máxima	0.75	0.72	0.52

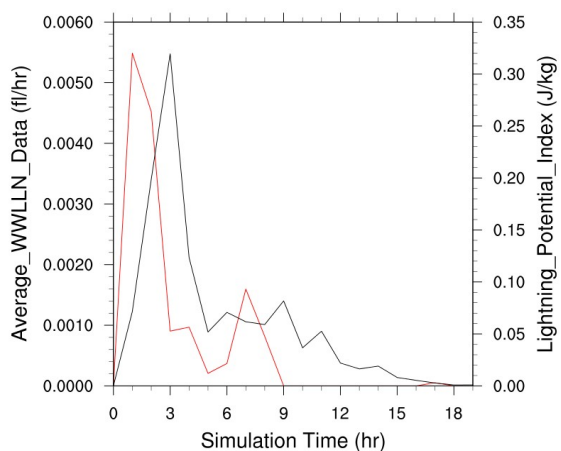
Tabla 3.1: Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de la red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 3 km.

En la Tabla 3.2, donde se presentan las correlaciones en el dominio con mayor resolución espacial, se observa el mismo comportamiento descrito a partir de los resultados de la Tabla 3.1, sólo que la magnitud de los coeficientes de correlación en casi todos los casos es menor. Esto es un resultado interesante, ya que se observa una degradación en las correlaciones a mayor resolución espacial, lo cual es contrario a lo esperado. Obviamente el dominio con resolución horizontal de malla de 3 km contiene al dominio con resolución de 1 km. Al analizar las distribuciones espaciales de las descargas simuladas y las observaciones, se observó la presencia de descargas detectadas por WWLLN cerca de la frontera del dominio de mayor resolución, pero fuera del mismo. Esto implica que la ubicación de las descargas simuladas no coincide exactamente con la ubicación de las descargas observadas. Este error en la ubicación, de las descargas simuladas con respecto a las observadas, puede contribuir a explicar un menor coeficiente de correlación.

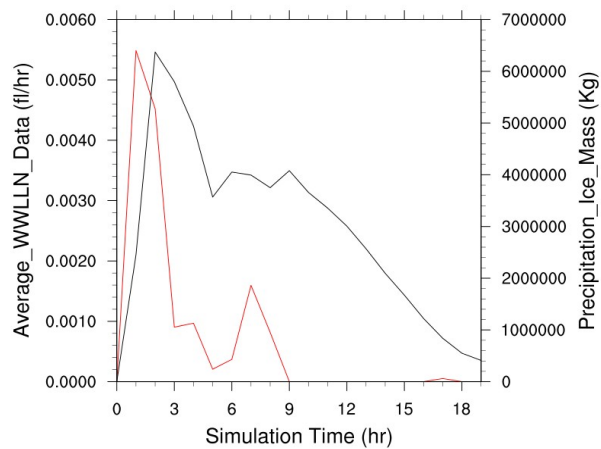
Parametrización/Estimación	Lin	Thompson	WSM5
LPI	0.63	0.71	0.67
Masa de hielo precipitable	0.70	0.54	0.63
Volumen de corriente ascendente	0.67	0.70	0.66
Velocidad vertical máxima	0.72	0.73	0.52

Tabla 3.2: Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de la red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 1 km.

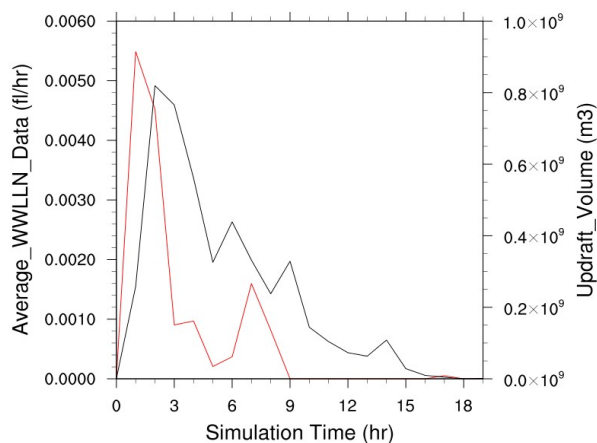
En la figura 3.9 se muestran las series de tiempo del promedio horario de descargas observadas (en rojo) y las series correspondientes al LPI (Fig. 3.9 a), a la masa de hielo precipitable (Fig. 3.9 b) y al volumen de corriente ascendente (Fig. 3.9 c), a partir de las simulaciones con la parametrización de Lin. En primer lugar se ve un claro desfase, de una hora, entre observaciones y simulaciones, probablemente relacionado con el tiempo de “spin-up” del modelo WRF.



(a)



(b)



(c)

Figura 3.9: Series de tiempo de las observaciones de WWLLN (en rojo) y de las estimaciones de descargas simuladas (en negro) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la masa de hielo precipitable y en (c) el volumen de corriente ascendente obtenidos con la parametrización de Lin.

3.2.2.2 Resultados para caso 2 (del 6 al 7 de julio del 2008)

En este caso, la red WWLLN registró un bajo número de descargas, detectándose posiblemente sólo las más intensas. Por ello no se puede concluir si las estimaciones de descargas simuladas son buenas, ya que no se cuenta con suficientes observaciones, sólo para algunas horas. Sin embargo, la mayoría de las descargas detectadas se ubican cerca de las regiones simuladas con cada una de las estimaciones de descargas, lo cual sugiere que el modelo está simulando adecuadamente la presencia del sistema convectivo. En la figura 3.10, se muestran las distribuciones espaciales de las descargas registradas por WWLLN, así como la masa de hielo precipitable para el dominio con resolución de malla de 3 km empleando la parametrización de Lin; en (3.10 a) aparece la distribución espacial de las descargas observadas a las 7:00:00 GMT, mientras que en (3.10 b) se muestra el volumen de corriente ascendente, obtenido a partir de las simulaciones, a las 8:00:00 GMT del día 6 de julio del 2008. El desfase en tiempo va acorde con las series de tiempo obtenidas.

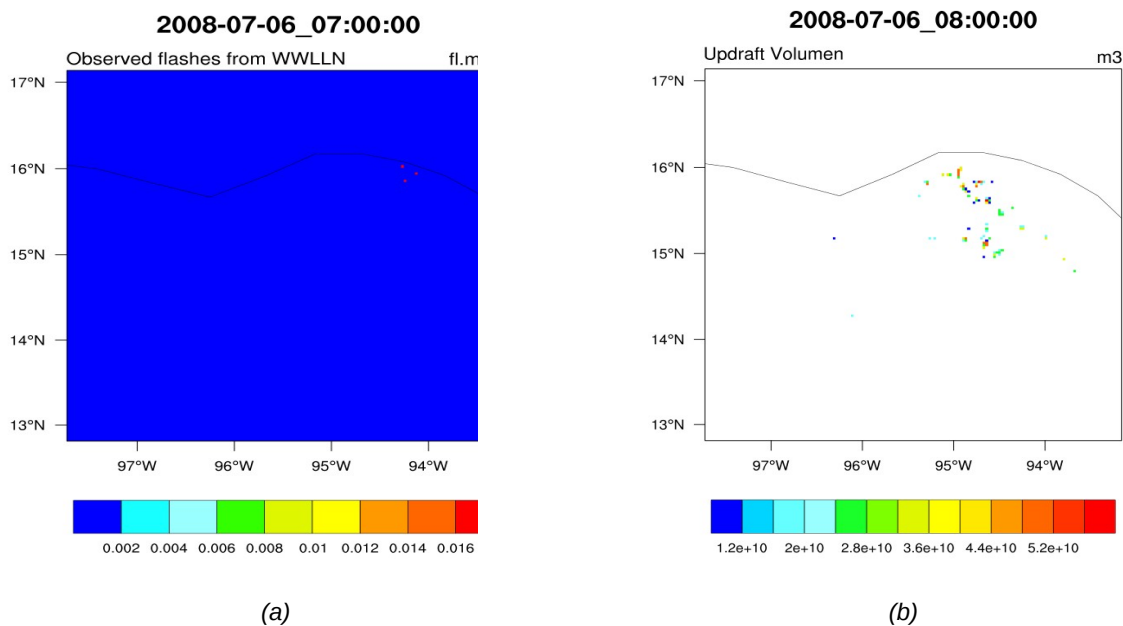


Figura 3.10: Para el dominio con resolución de malla de 3 km. La figura (a) muestra las descargas detectadas por WWLLN a las 7:00:00 GMT y (b) la estimación volumen de corriente ascendente empleando la parametrización microfísica de Lin simulada a las 8:00:00 GMT del día 6 de julio del 2008.

En la misma estación que en el caso anterior, Estación Tehuantepec, se registraron aproximadamente 50 mm de precipitación acumulada el primer día. En la gráfica 3.11 se presenta la precipitación total acumulada simulada para las primeras 19 horas de simulación. En la figura 3.12 se muestra la precipitación acumulada simulada en superficie en una hora de las 7:00 a las 8:00 GMT para el día 6 de julio.

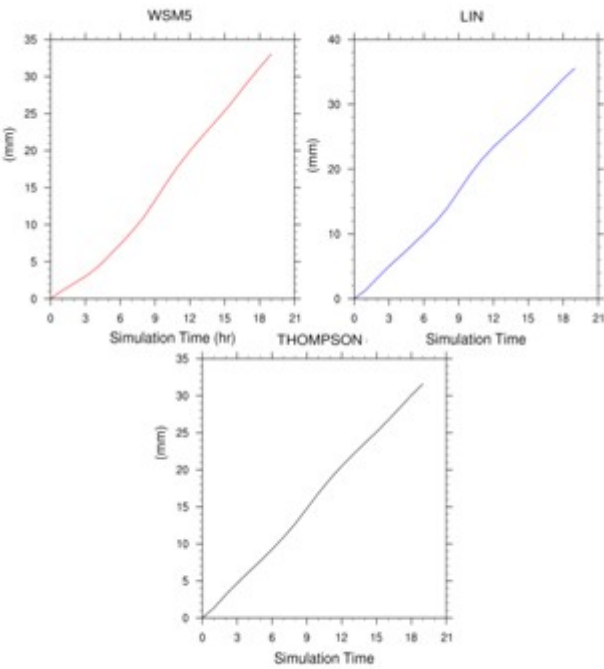
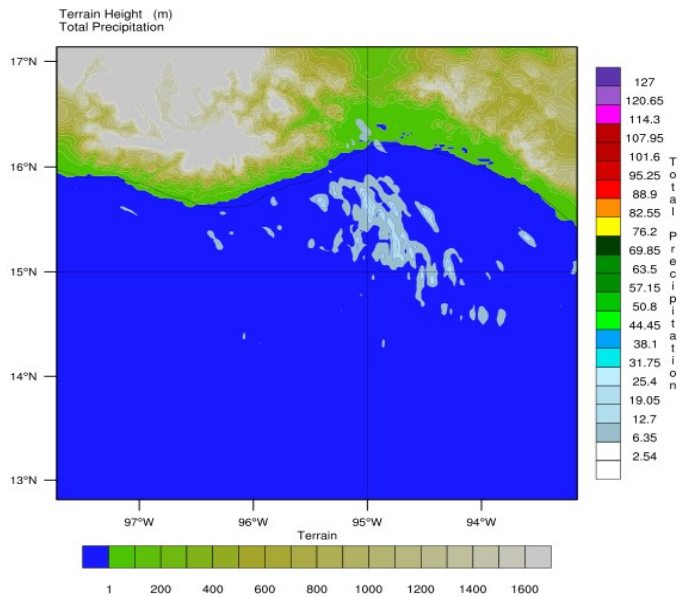


Figura 3.11: Precipitación total acumulada con las diferentes parametrizaciones de microfísica.



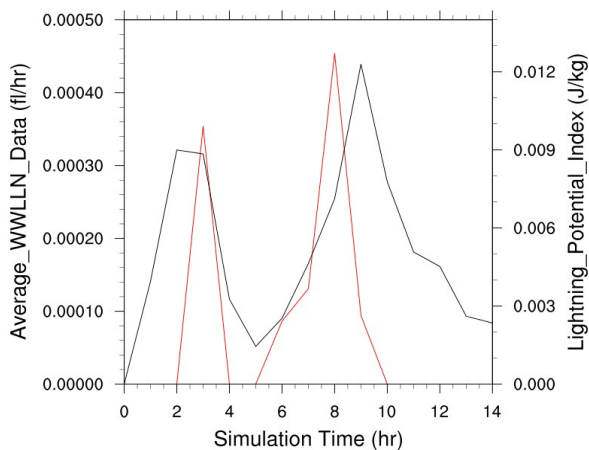
OUTPUT FROM WRF V3.4.1 MODEL
WE = 163 ; SN = 160 ; Levels = 27 ; Dis = 3km ; Phys Opt = 8 ; PBL Opt = 2 ; Cu Opt = 1

Figura 3.12: Distribución espacial de la precipitación acumulada de las 7:00 a las 8:00 GMT para el día 6 de julio.

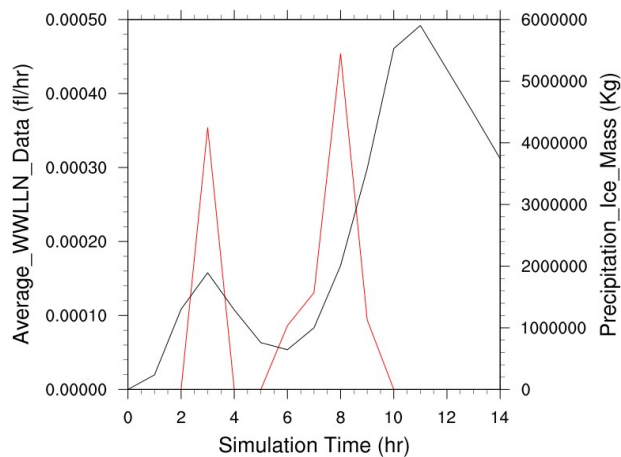
Al calcular el coeficiente de correlación de Spearman entre las series de tiempo (se consideran las primeras 14 horas de simulación) para cada una de las estimaciones de descargas y los datos detectados por la red WWLLN, se obtuvieron correlaciones por debajo de 0.4.

En la figura 3.13 se muestran series de tiempo para algunas de las estimaciones de descargas, en donde se observa la diferencia entre las distancias de los máximos. Las observaciones indican solo 2 períodos limitados de actividad eléctrica detectada por WWLLN, mientras que las simulaciones (con la parametrización de Thompson) indican la presencia de condiciones que favorecerían descargas por muchas más horas en este caso. En particular, la figura 3.13 indica la presencia de una gran cantidad de masa de hielo precipitable, que perdura por muchas horas, contribuyendo también a una mayor duración del índice LPI simulado. El volumen de la corriente ascendente es más acotado en tiempo que la masa de hielo precipitable, pero parece que el modelo tarda más tiempo en simular un nuevo núcleo

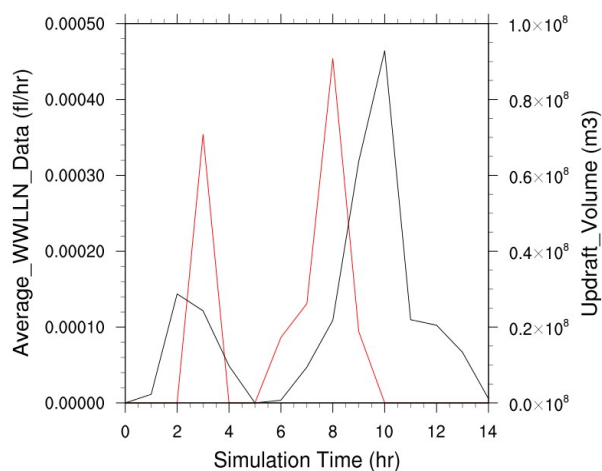
convectivo que en la realidad, lo cual contribuye a reducir la correlación entre las observaciones y las simulaciones.



(a)



(b)



(c)

Figura 3.13: Series de tiempo (en rojo WWLLN y negro las estimaciones de descargas simuladas) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la masa de hielo precipitable y en (c) el volumen de corriente ascendente obtenidos con la parametrización de Thompson.

3.2.2.3 Resultados para el caso 3 (24 de septiembre del 2008)

La parametrización que más se aproxima espacialmente a los datos observados de descargas, es la parametrización microfísica de Lin. En este caso se presentó un desfase de una hora entre las simulaciones y las descargas detectadas por WWLLN. Las simulaciones con los mejores valores de correlación se obtuvieron una hora después de los datos observados. La figura 3.14 muestra la distribución espacial de los datos de descargas registrados por WWLLN a las 3:00:00 GMT del día 24 de septiembre del 2008 para el dominio con resolución de malla de 3 km; mientras que la figura 3.15 muestran las series de tiempo para el LPI y la velocidad vertical máxima, también para el mismo dominio. Para este caso de estudio se consideraron solo las primeras 19 horas de simulación.

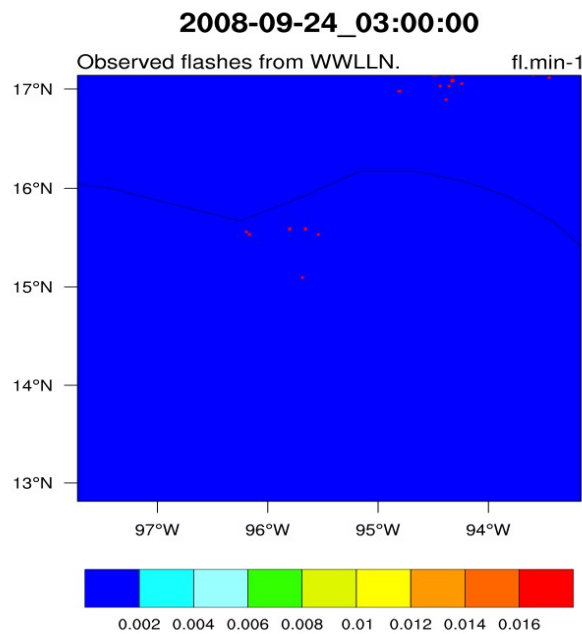


Figura 3.14: Observaciones de descargas recopiladas por WWLLN para las 3:00:00 GMT del día 24 de septiembre del 2008.

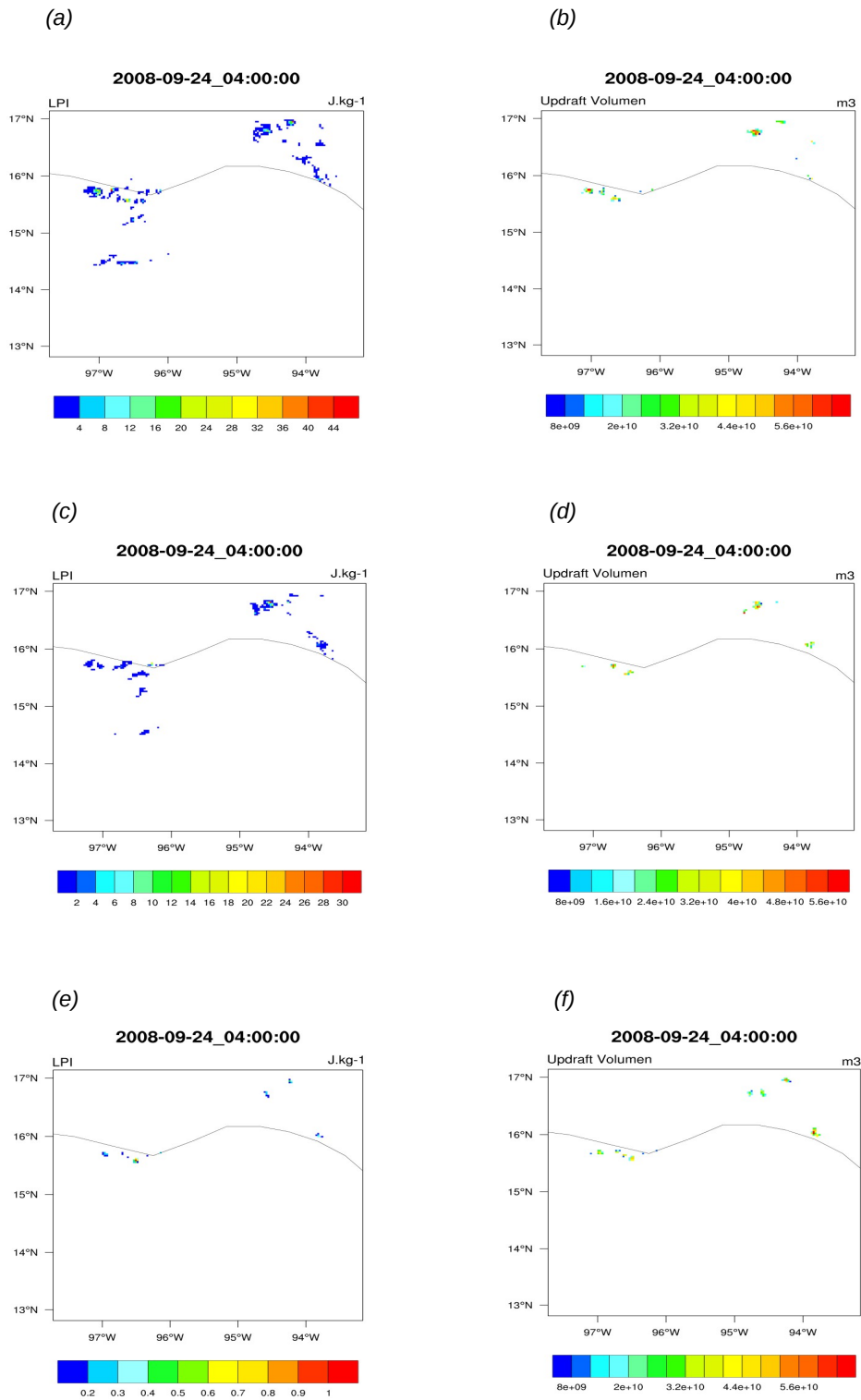


Figura 3.15: Para el dominio con resolución de malla de 3 km a las 4:00:00 GMT del día 24 de septiembre del 2008, las figuras del lado izquierdo muestran el LPI, mientras que las del lado derecho el volumen de corriente ascendente. Las figuras (a) y (b) pertenecen a las simulaciones empleando la parametrización microfísica de Lin; (c) y (d) a la parametrización de Thompson y finalmente, (e) y (f) corresponden a la parametrización WSM5.

Al comparar la precipitación en superficie con las descargas detectadas por WWLLN en este caso de estudio, se observa un patrón espacial. Sin embargo, la ubicación exacta de las descargas no coincide con la ubicación exacta de la precipitación. Por ejemplo, al comparar la precipitación acumulada en superficie en una hora de las 3:00 a las 4:00 GMT del día 24 de septiembre, en la figura 3.16, con las descargas detectadas a las 3:00 GMT en la figura 3.14 (debido a que hay un desfase de una hora entre lo simulado y observado), la ubicación de las descargas no corresponde con la ubicación de la precipitación.

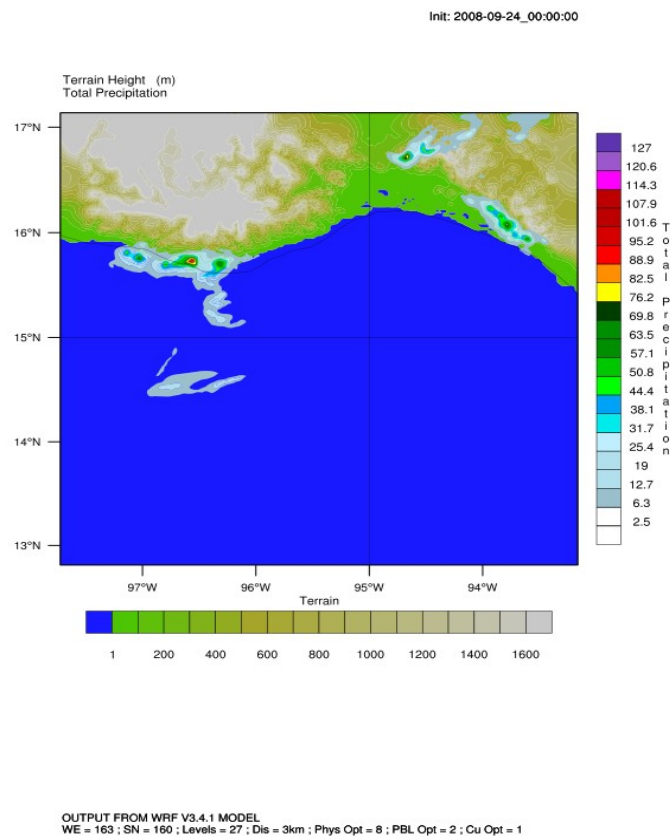


Figura 3.16: Distribución espacial de la precipitación acumulada de las 3:00 a las 4:00 GMT para el día 24 de septiembre.

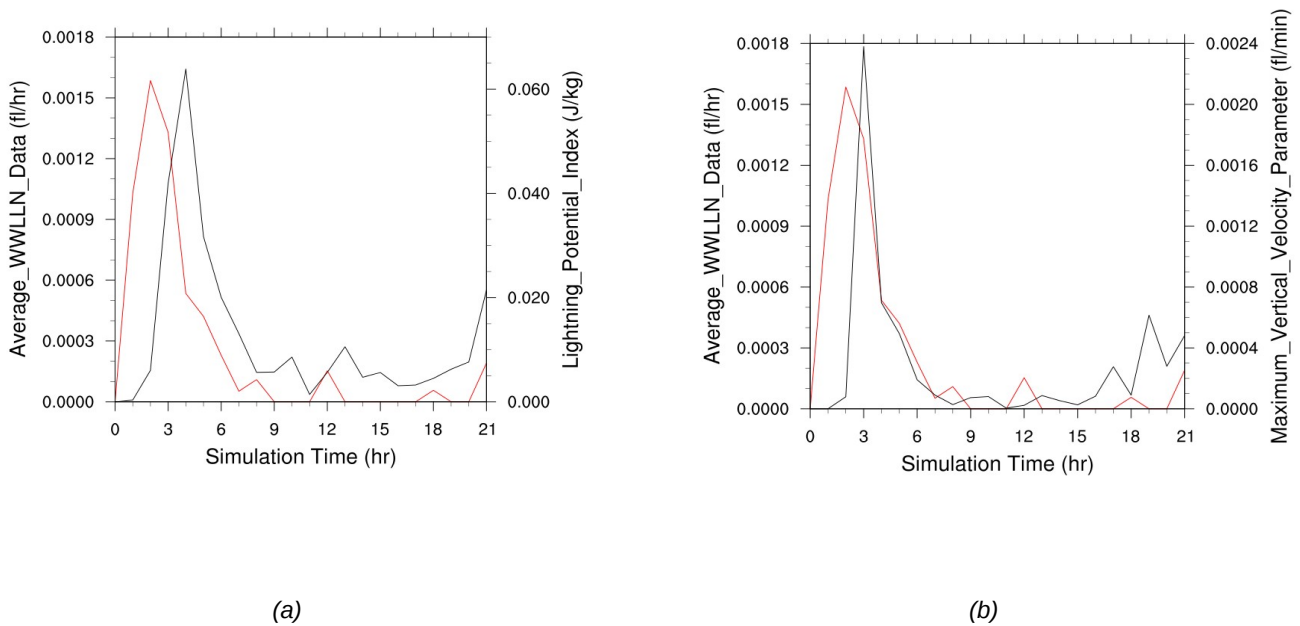


Figura 3.17: Series de tiempo (en rojo WWLLN y negro las estimaciones de descargas simuladas) para el dominio con resolución de malla de 3 km. En (a) se muestra el LPI; en (b) la velocidad vertical máxima, ambas estimaciones obtenidas con la parametrización de Lin.

En la tabla 3.3 se muestran los coeficientes de correlación de Spearman obtenidos para cada una de las estimaciones de descargas con sus respectivas parametrizaciones de microfísica, para el dominio con resolución de malla de 3 km. Con la parametrización de Lin se obtienen los mejores valores de correlación para cada una de las variables estimadas. En la figura 3.17 se muestran series de tiempo para el LPI y la máxima velocidad vertical, ambas estimaciones obtenidas a partir de las simulaciones con resolución de malla empleando la parametrización de Lin. En el caso del dominio con resolución de malla de 1 km, las correlaciones obtenidas fueron bajas, ver tabla 3.4, esto puede estar relacionado con la baja detección de descargas dentro del dominio de resolución de malla de 1km.

Parametrización/Parametro	Lin	Thompson	WSM5
LPI	0.81	0.56	0.80
Masa de hielo precipitable	0.69	0.27	0.52
Volumen de corriente ascendente	0.76	0.38	0.61
Velocidad vertical máxima	0.62	0.37	0.31

Tabla 3.3: Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 3 km.

Parametrización/Parametro	Lin	Thompson	WSM5
LPI	0.55	0.53	0.55
Masa de hielo precipitable	0.41	0.17	0.38
Volumen de corriente ascendente	0.44	0.29	0.47
Velocidad vertical máxima	0.34	0.17	0.26

Tabla 3.4: Coeficientes de correlación calculados entre las series de tiempo de cada una de las estimaciones de descargas y los datos de red WWLLN, para el dominio con resolución de malla de 1 km.

Capítulo 4

Conclusiones

Se estudiaron seis estimaciones de descargas basadas en relaciones empíricas en estudios previos por otros autores, éstas son: masa de hielo precipitable, integral de agua de hielo en la vertical, volumen de corriente ascendente, altura de tope de nube, velocidad vertical máxima y LPI. En dos de las estimaciones (integral de hielo en la vertical y altura de tope de nube) nunca se alcanzó el umbral de reflectividad en las simulaciones propuesto por Barthe *et al.* (2010).

Cada una de las estimaciones fue calculada a partir de las simulaciones realizadas a alta resolución (1 y 3 km de espaciado de malla) con el modelo WRF empleando tres parametrizaciones microfísicas, para tres casos de estudio que produjeron precipitación extrema, ocasionando impactos negativos en las poblaciones que habitan la costa de Oaxaca. Para el primer caso, del 1 al 3 de junio, los remanentes de Arthur originaron convección en el suroeste de la Península de Yucatán, lo cual dio lugar a la formación de un sistema ciclónico en el golfo de Tehuantepec el 3 de junio a las 12Z. En el segundo caso se produjo una fuerte confluencia en el Istmo de Tehuantepec provocada por los remanentes de la depresión tropical 5E sobre el Océano Pacífico y un flujo proveniente del Mar Caribe. Finalmente, para el tercer caso, la onda tropical 31 se movía hacia el Oeste, a la cual se encontraba asociada una baja presión de 1008 hPa.

Para los tres casos de estudio, cualitativamente, las mejores distribuciones espaciales en los mapas fueron obtenidas con la parametrización microfísica de Lin. La aproximación espacial y temporal de las estimaciones de descargas con las descargas detectadas por la red WWLLN, dependen de las parametrizaciones empleadas en las simulaciones en cada uno de los casos de estudio. El desfase entre las series de tiempo para las descargas detectadas por la red WWLLN y las estimaciones de descarga es de 1 hora, en donde las observaciones preceden a las estimaciones de descarga calculadas. Para el segundo caso de estudio, no fué posible obtener valores de correlación representativos entre las series de tiempo de las estimaciones y las observaciones debido a las diferencias en sus amplitudes. La serie de tiempo de las descargas registradas por WWLLN presentan un intervalo de tiempo menor entre los máximos que las correspondientes series de tiempo para cada una de las

estimaciones de descargas. Esto puede deberse a que el modelo tarda más tiempo en simular un núcleo convectivo que en la realidad, lo cual reduce la correlación entre las observaciones y cada una de las estimaciones de descargas calculadas a partir de las simulaciones con el WRF.

Tanto para el primero como para el tercero de los casos de estudio, las series de tiempo de la estimación masa de hielo precipitable para los dominios de 1 y 3 km de resolución de malla, a partir de las salidas con la parametrización de Lin, presentan mayores valores de correlación que las calculadas con las otras dos parametrizaciones de microfísica. Sin embargo, los valores de correlación para el dominio con resolución de 1 km, para ambos casos, son menores que los valores para el dominio con resolución de 3 km. La baja correlación puede estar asociada con la baja detección de descargas en este sistema; además de que espacialmente no hay una correspondencia exacta entre las observaciones y las estimaciones de descargas.

En los dos dominios con resoluciones de 1 y 3 km del primer caso, el volumen de corriente ascendente calculado con la parametrización de Thompson es el que presenta el mayor valor del coeficiente de correlación que el calculado con las parametrizaciones de Lin y WSM5. El valor del coeficiente de correlación calculado en el caso 3 para ésta misma estimación con la parametrización de Lin en el dominio con resolución de 3 km, es mayor que los calculados con las parametrizaciones Thompson y WSM5. Sin embargo, para el dominio con resolución de malla de 1 km, la mejor correlación se obtiene cuando se calcula esta estimación de descarga con la parametrización WSM5. Al igual que con la estimación masa de hielo precipitable, los valores de correlación para el dominio con resolución de malla de 1 km son menores que los obtenidos para el dominio subsecuente; pudiéndose asociar también a la baja detección de descargas.

La estimación velocidad vertical máxima, obtenida con la parametrización de Lin para ambos dominios en los tres casos de estudio, (a excepción de la calculada en el dominio con resolución de 1 km del caso 1) es la que tiene una mejor correlación al compararla con la obtenida empleando las parametrizaciones Thompson y WSM5.

El valor del coeficiente de correlación del LPI para el primer caso en ambos dominios fue mejor con la parametrización Thompson. Para el tercer caso de estudio, la mejor correlación para el dominio con resolución de 3 km se obtuvo con la parametrización de Lin;

mientras que el coeficiente de correlación para el dominio con resolución de 1 km con la parametrización WSM5; sin embargo, este último corresponde a una correlación muy baja. Al igual que con las otras estimaciones de descargas, el valor de los coeficientes de correlación obtenidos con cada una de las parametrizaciones de microfísica, es mayor en el dominio con resolución de malla de 3 km que en el dominio con resolución de 1 km. Finalmente, esto puede estar relacionado con la baja detección de descargas. En donde, al estar el dominio con resolución de malla de 1 km contenido en el de 3 km, en el primero se tienen menos descargas detectadas.

Cabe mencionar que éste es un trabajo inicial, debido a que el número de casos estudiados en esta investigación son pocos, y dado que la eficiencia en detección de rayos de la red empleada es baja, los resultados de estudio deben considerarse preliminares. Para llegar a resultados más definitivos, se requiere del análisis de más casos, tanto en esta región de estudio como en otras. En el caso de esta región de estudio, se necesita de una red con mayor eficiencia de detección de descargas. Ésto, aunado con la comprensión de los mecanismos físicos que tienen lugar dentro de las nubes de gran desarrollo vertical, dará pie a resultados contundentes. Las distribuciones espaciales como temporales fueron obtenidas con las descargas detectadas por WWLLN, la cual es la mas apta para el 2008, ésta podría tener la mejor eficiencia de detección en la región para el año mencionado, a pesar de que la eficiencia de detección es baja, pudiendo detectarse las descargas mas intensas.

Cada una de las descargas es registrada por al menos cinco sensores; las cuales pudieran corresponder a las mas intensas debido a que éstas corresponden a las señales detectadas de ultra baja frecuencia, en donde los 32 sensores en 2008 se distribuyen en todo el mundo. El número de sensores se va incrementado año con año, esto podría dar lugar a resultados mas interesantes para eventos futuros. Por otra parte, es necesaria la implementación de una red de detección de descargas para México, dando lugar al avance en el estudio de la electricidad atmosférica en este País. Con este trabajo se ha dado el primer paso en México para la modelación numérica en esta área de las ciencias atmosféricas.

Sugerencias para contribuciones futuras

Para un avance posterior de este trabajo, hay que utilizar una red de detección con una mejor eficiencia. Se pueden utilizar, en conjunto, datos de satelite; para el proposito de

esta tesis de maestría, y por el tiempo máximo que otorga el posgrado, no fue posible, pero se sugiere el uso de más datos. Las regiones geográficas correspondientes a Texas y Florida, en los Estados Unidos, cuentan con una eficiencia de detección de rayos de casi 100%, también cuentan con una buena resolución de sensores de precipitación (Información aportada de forma personal por el Dr. Carlos Minjarez Sosa). Por lo mencionado, se recomienda implementar la metodología usada en este trabajo sobre dichas regiones.

En el futuro, con la evolución de las tecnologías de cómputo será posible hacer una gran cantidad de cálculos en muy poco tiempo. Esto permitirá hacer simulaciones numéricas a muy altas resoluciones. Podrán obtenerse datos instantáneos de las condiciones de la atmósfera, con esto actualizando las condiciones iniciales de un modelo numérico en lapsos muy cortos de tiempo, en donde los resultados arrojados serán más próximos a la realidad. Una de las consecuencias será la predicción acertada de electricidad atmosférica a pocas horas o fracciones de hora.

Se podrán aprovechar diversas tecnologías para obtener datos de las condiciones atmosféricas en un determinado instante de tiempo. Por ejemplo, las redes de energía eólica podrán utilizarse para obtener campos de viento sobre la superficie terrestre. Para ello, es necesaria la implementación de dispositivos en cada generador para poder detectar y enviar datos de variables atmosféricas como dirección, velocidad del viento y presión atmosférica, entre otros. Los datos podrán reunirse en un punto determinado a través de una red. Posteriormente, los datos pueden ser procesados para alimentar a modelos de pronóstico a muy corto tiempo. Esto resultará en predicciones bastante cercanas a la realidad. También, cualquier dispositivo electrónico que esté conectado a una red; por ejemplo, dispositivos en aviones, automóviles y teléfonos celulares, serán una copiosa fuente de datos para modelos numéricos.

La parte oceánica parece ser la menos accesible, es aquí en donde se tienen que aprovechar los satélites y aviones, para la captación de información. La electricidad atmosférica juega un papel muy importante en lo mencionado anteriormente. El pronóstico a corto plazo a través de estimaciones de descargas calculadas a partir de resultados obtenidos de simulaciones con modelos numéricos será de gran importancia en la prevención de pérdidas de vidas asociadas a tormentas eléctricas.

Referencias

- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L. y Galarneau Jr., J., 2010: An evaluation of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detector Network (NLDN) as a ground truth. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115, pp. 11.
- Barthe, C., Deierling, W. y Barth. M. C., 2010: Estimation of total lightning from various storm parameters: A cloud-resolving model study. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115, pp. 17.
- Baumgardner, D., Raga, G., Jimenez, J. C. y Bower, K., 2005: Aerosol particles in the Mexican East Pacific Part I: processing and vertical redistribution by clouds. *Atmos. Chem. Phys.* Vol. 5, pp. 3081-3091.
- Chen, S. H. y Sun, W. Y., 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*. Vol. 80, pp. 99-118.
- Deierling, W., Petersen, W. A., Latham, J., Ellis, S. y Christian, H. J., 2008: The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113, pp. 20.
- Deierling, W. y Petersen, W. A., 2008: Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113, pp. 11.
- Dunkerton, T. J. y Baldwin. M. P., 1995: Observation of 3-6 day meridional wind oscillations over the tropical Pacific, 1973-1992: Horizontal structure and propagation. *J. Atmos. Sci.* Vol. 52, pp. 1585-1601.
- Hong, S. Y., Dudhia, J. y Chen, S. H., 2003: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*. Vol. 132, pp. 103-120.
- Hong, S. Y. y Lim, J. O. J., 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *J. Korean Meteor Soc.* Vol. 42, pp. 129-151.

Jacobson, A. R. y Holzworth, R., 2005: Performance Assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN), Using the Los Alamos Sferic Array (LASA) as Ground Truth. Vol. 23, pp. 1082-1092.

Jayarathne, E. R. y Saunders, C. P. R., 1983: Charge on Ice Crystals in Laboratory Clouds. Journal of Geophysical Research. Vol. 88, pp. 5494-5496.

Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor. Vol. 43, pp. 170-181.

Kasahara, A., 1974: Various Vertical Coordinate Systems Used for Numerical Weather Prediction. Monthly Weather Review. Vol. 102, pp. 509-522.

Kiladis, G. N., Wheeler, M. C., Haertel, P. T., Straub, K. H. y Roundy, P. E., 2009: Convectively Coupled Equatorial Waves. Reviews of Geophysics. Vol. 47, pp. 42.

Kim, J. H., Shin, D. B. y Kummerow, C., 2013: Impacts of A Priori Databases Using Six WRF Microphysics Schemes on Passive Microwave Rainfall Retrievals. Journal of Atmospheric Research and Oceanic Technology. Vol. 30, pp. 2367-2381.

Kucieńska, B., Raga, G. y Torres-Puente, V. M., 2012: Climatology of precipitation and lightning over the Pacific coast of southern Mexico retrieved from Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite products and World Wide Lightning Location Network data. International Journal of Remote Sensing. Vol. 33, pp. 2831-2850.

Kucieńska, B., Raga, G. y Romero-Centeno, R., 2012: High lightning activity in maritime clouds near Mexico. Atmos. Chem. Phys. Vol. 12, pp. 8055-8072.

Laprise, R., 1992: The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. Monthly Weather Review. Vol. 120, pp. 197-207.

Lin, Y. L., Farley, R. D. y Orville, H. D., 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Climate. Appl. Meteor. Vol. 22, pp. 1065-1092.

Lundquist, J. K., Chow, F. K., Mirocha, J. D. y Lundquist K. A., 2007: An Improved WRF for Urban-Scale and Complex-Terrain Applications. American Meteorological Society's 7th Symposium on the Urban Environment, San Diego, Ca, paper 11.1.

Madden, R., Julian, P. R., 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. J. Atmos. Sci. Vol. 29, pp. 1109-1123.

Magaña, V., Amador, J.A. y Medina, S., 1999: The Midsummer Drought over Mexico and Central America. Journal of Climate. Vol. 12, pp. 1577-1588.

Magaña, V. y Caetano, E., 2005: Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. Geophysical Research Letters. Vol. 32, pp. 4.

Markson, R., 1978: Solar modulation of atmospheric electrification and possible implications for the Sun-weather relationship. Nature. Vol. 273, pp. 103-109.

Matsuno, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. J. Meteor. Soc. Japan. Vol. 44, pp. 19.

Petersen, W. A. y Rutledge, S. A., 1998: On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. Journal of Geophysical Research. Vol. 103, pp. 14,025-14,040.

Petersen, W. A., Christian, H. J. y Rutledge, S. A., 2005: TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. Geophysical Research Letters. Vol. 32, L14819.

Price, C. y Rind, D., 1992: A Simple Lightning Parameterization for Calculating Global Lightning Distributions. Journal of Geophysical Research. Vol. 97, pp. 9919-9933.

Reed, R. J. y Recker, E. E., 1971: Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Western Pacific. Journal of the Atmospheric sciences. Vol. 28, pp. 1117-1133.

Reynolds, S. E. And Brook, M., 1956: Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms. *Journal of Meteorology*. Vol. 13, pp. 376-380.

Rutledge, S. A. y Hobbs, P. V., 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands. *J Atmos. Sci.* Vol. 20, pp. 2949-2972.

Rycroft, M. J., Israelsson, S. y Price, C., 2000: The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. Vol. 62, pp. 1563-1576.

Saunders, C., 2008: Charge Separation Mechanisms in Clouds. *Space Sci Rev.* Vol. 137, pp. 335-353.

Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X. Y., Wang, W. y Powers, J., 2008: A description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note TN-475+STR, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/>

Small, R. J. O., de Szoeke, S. P. y Xie, S. P., 2007: The Central American midsummer drought: regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*. Vol. 20, pp. 4853-4873.

Sui, C.-H., Lau, K.-M., Takayabu, Y. N., y Short, D. A., 1997: Diurnal Variations in Tropical Oceanic Cumulus Convection during TOGA COARE. *American Meteorological Society*. Vol. 54, pp. 639-665.

Takayabu, Y. N. y Nitta, T. S., 1993: 3-5 day-period disturbances coupled with convection over the tropical Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*. Vol. 71, pp. 221-246.

Tam, C. Y., y Li, T., 2006: The Origin and Dispersion Characteristics of the Observed Tropical Summertime Synoptic-Scale Waves over the Western Pacific. *Monthly Weather Review*. Vol. 134, pp. 1630-1646.

Thompson, G., Rasmussen, R. M. y Manning, K., 2004: Explicit forecast of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I. Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*. Vol. 132, pp. 519-542.

Torres Puente, V. M., 2011: Eventos de Precipitación Extrema en la Costa de Oaxaca: Situación Sinóptica y Estudio de Sensibilidad Utilizando el Modelo WRF. Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México.

Williams, E., 1985: Large-Scale Charge Separation in Thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 90, pp. 6013-6025.

Yair, Y., Lynn, B., Price, C., Kotron, V., Lagouvardos, K., Morin, E., Mugnai, A. y Llasat, M. del C., 2010: Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 15, D04205.

Yanai, M. y Maruyama, T., 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial pacific. *J. Met. Soc. Japan*. Vol. 44, pp. 291-194.

Zangvil, A. y Yanai, M., 1981: Upper tropospheric waves in the tropics. Part II: Association with clouds in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci*. Vol. 38, pp. 939-953.