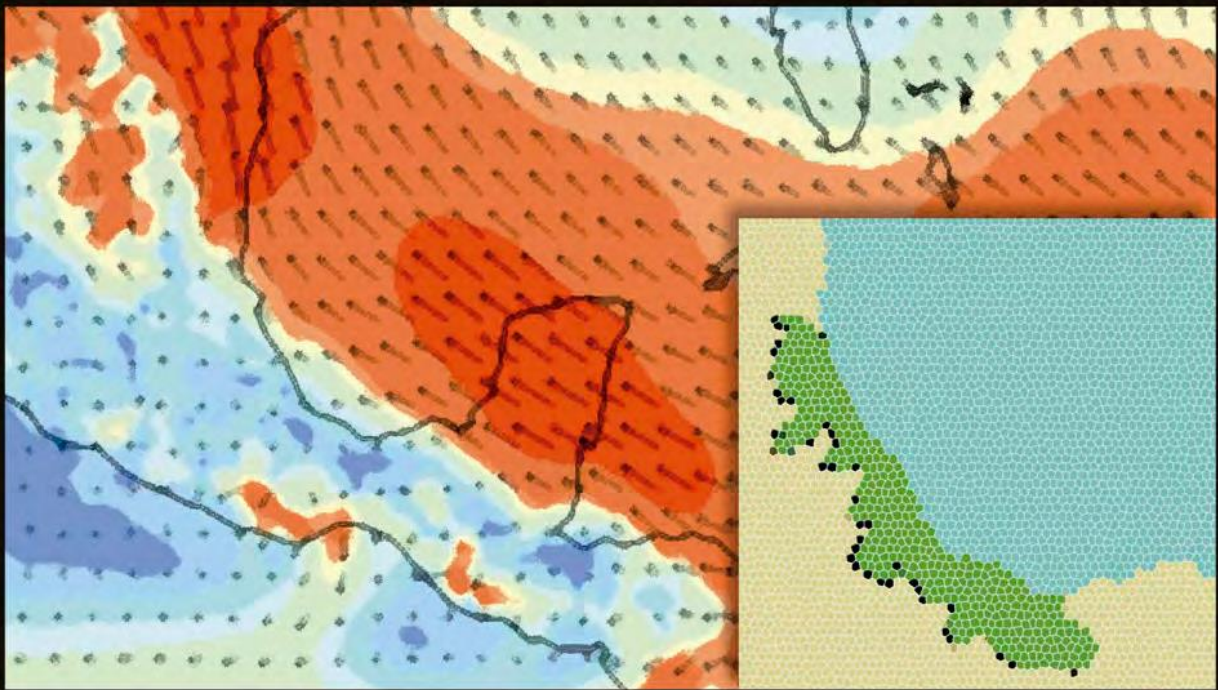


UN LABORATORIO NATURAL DEL CLIMA: LA INTERACCIÓN COSTA-MONTAÑA EN EL CENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO



ADALBERTO TEJEDA MARTÍNEZ
MARTHA PÉREZ MÉNDEZ
IRVING R. MÉNDEZ PÉREZ
(coordinadores)



Universidad Veracruzana

UN LABORATORIO NATURAL DEL CLIMA

LA INTERACCIÓN COSTA-MONTAÑA EN EL
CENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO

UNIVERSIDAD VERACRUZANA
Sara Ladrón de Guevara
Rectora
María Magdalena Hernández Alarcón
Secretaria Académica
Salvador Tapia Spinoso
Secretario de Administración y Finanzas
Octavio Ochoa Contreras
Secretario de Desarrollo Institucional
Édgar García Valencia
Director Editorial

UN LABORATORIO NATURAL DEL CLIMA

LA INTERACCIÓN COSTA-MONTAÑA EN EL
CENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO

COMPILADORES:
ADALBERTO TEJEDA MARTÍNEZ
MARTHA PÉREZ MÉNDEZ
IRVING R. MÉNDEZ PÉREZ

Colaboradores:

Juan Matías Méndez Pérez, David R. Fitzjarrald, Antonio Luna Díaz Peón, Brenda Yutziny Mendoza Aguilar, José Martín Cortés Aguilar, Carlo Alberto Domínguez Eusebio, Jesús Adrián Álvarez Pérez, Aranza Baruch Vera, Ana Ceres Luévano de la Cruz, Ivonne García Martínez, José Napoleón Quiroz Amoroso, Fernando Salas Martínez, Alma Rosa Limón Ramírez, Hiram Abif Meza Landero y Eliza Tejeda Zacarías.

UNIVERSIDAD VERACRUZANA
XALAPA, VER., MÉXICO
2020

Portada: Enriqueta del Rosario López Andrade

Primera edición digital

D. R. © Universidad Veracruzana

Dirección Editorial

Nogueira núm. 7, Centro, CP 91000

Xalapa, Veracruz, México

Tels. 228 818 59 80; 228 818 13 88

direccioneditorial@uv.mx

<https://www.uv.mx/editorial>

ISBN: 978-607-502-823-1

ÍNDICE

Resumen	6
Introducción	8
Climatología comparada	12
Ciclos diurnos y circulación local	46
Modelación numérica	103
Bibliografía	133

RESUMEN

Este libro pretende comunicar de manera clara los resultados obtenidos del proyecto *Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central de la vertiente del Golfo de México: observaciones y modelación a alta resolución* (clave CONACYT-Universidad Veracruzana 183040).

La zona estudiada es la región central de la vertiente del Golfo de México (RCVGM), delimitada al este por el Golfo de México (GoM) y al oeste por la Sierra Madre Oriental. Se compone de dos planicies costeras con lomerío: una al sursuroeste y otra al norte del paralelo de 19.5°N, en cuya latitud la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico Transversal convergen y llegan hasta el Golfo de México. A partir de la costa y hacia el occidente en esa porción central, destaca el gradiente altitudinal, desde el nivel del mar hasta más de 4000 msnm en menos de 100 km en la horizontal (Figura 1.1c). Los procesos atmosféricos en esta región son complejos, ya que por un lado está la influencia del mar y por el otro el forzamiento debido a las barreras montañosas. En la temporada invernal se incursionan sobre este territorio frentes fríos y en verano, ciclones tropicales. La lluvia que se recibe durante el año propicia una variedad de ecosistemas, desde la selva en la planicie costera hasta los bosques de coníferas en la zona montañosa.

La climatología de la zona se analiza a partir de datos históricos, se detectan las tendencias en lluvia y precipitación, y se analiza la

circulación local mediante datos tomados en campañas de medición especiales y modelación numérica. Los resultados ilustran cómo la zona funciona como un laboratorio natural de la interacción superficie atmosférica en una zona tropical, montañosa y costera.

INTRODUCCIÓN

Con este libro esperamos comunicar de manera clara los resultados obtenidos del proyecto *Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central de la vertiente del Golfo de México: observaciones y modelación a alta resolución* (clave CONACYT-Universidad Veracruzana 183040). La zona estudiada es la región central de la vertiente del Golfo de México (RCVGM).

Un problema que aqueja a nivel mundial a los espacios naturales también está presente en la RCVGM: el cambio en el uso de suelo (Mölders, 2012). Su impacto en diversas variables meteorológicas es analizado en este libro, a través de simulaciones numéricas utilizando modelos como el WRF (Weather Research Forecasting), el RegCM y RAMS (Regional Climate Model y Regional Atmospheric Modeling System, respectivamente), así como otras herramientas de carácter estadístico.

Es claro que datos de calidad y un buen esquema de parametrizaciones son los principales recursos para obtener mejores pronósticos meteorológicos y escenarios climáticos más confiables. Para lo primero, es necesario conocer la dinámica atmosférica que se presenta en la RCVGM. Sin embargo, en esta región escasea la información meteorológica, tanto en la escala espacial como a la temporal. El proyecto antes mencionado tiene la finalidad de generar información que permita la descripción y análisis de los procesos

físicos, y es uno de los primeros esfuerzos realizados en esta región. Los registros permitieron la caracterización de variables como la humedad atmosférica y la circulación local.

Además de esta información en superficie, es necesario caracterizar el comportamiento de la atmósfera en altura. Para este propósito, este proyecto tuvo la meta de expandir los medios de registro de las variables meteorológicas en altura, mediante globo meteorológico y el uso del dron y sodar meteorológico.

La información en su conjunto amplía el panorama de lo que ocurre en este laboratorio natural del clima y por el momento se centrará la atención espacialmente en la mesoescala, y temporalmente en el ciclo diurno. Estos resultados expanden nuestro conocimiento, pero también generan nuevas dudas sobre los fenómenos atmosféricos que ocurren en la atmósfera baja en esta región.

La RCVGM está delimitada al este por el Golfo de México (GoM) y al oeste por la Sierra Madre Oriental (SMO; Figura 1.1a). Se compone de dos planicies costeras con lomerío: una al sursuroeste y otra al norte del paralelo de 19.5°N, en cuya latitud la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico Transversal convergen y llegan hasta el Golfo de México. A partir de la costa y hacia el occidente en esa porción central (Figura 1.1b), destaca el gradiente altitudinal, desde el nivel del mar hasta más de 4000 msnm en menos de 100 km en la horizontal (Figura 1.1c). Los procesos atmosféricos en esta región son complejos, ya que por un lado se encuentra la influencia del mar y por el otro el forzamiento debido a las barreras montañosas. En la temporada invernal incursionan los frentes fríos y en verano, ciclones tropicales. La lluvia que se recibe durante el año permite la presencia de una variedad de ecosistemas, desde la selva en la planicie costera hasta los bosques de coníferas en la zona montañosa

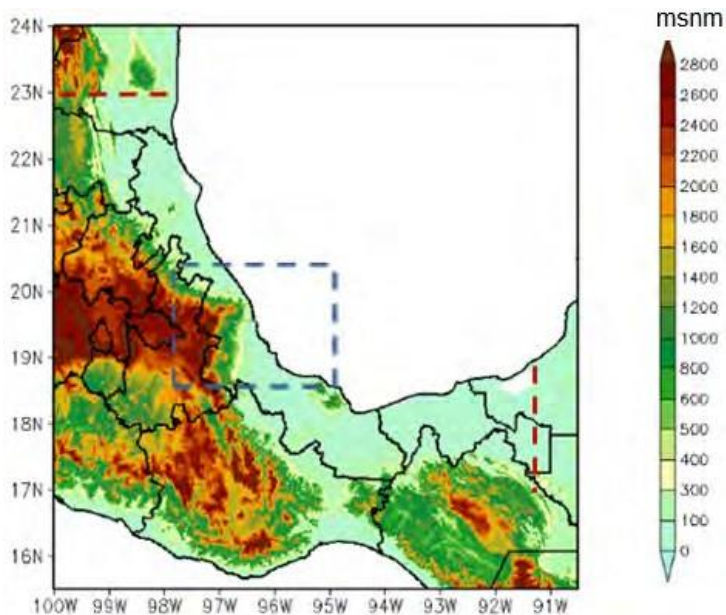
Diferentes paisajes se ven a lo largo de la RCVGM. La cobertura en la planicie costera sur es fundamentalmente agrícola (caña de azúcar, piña y otros cultivos de temporal) y pastizal para ganado vacuno (alrededor del 12% de la superficie), con reductos de selva tropical que no llegan al 5% de la superficie total. En esta zona se ubican seis áreas urbanas de más de 50 mil habitantes e incluso una con más de 700 mil (Veracruz-Boca del Río-Medellín).

En cuanto a la zona norte la cubierta del suelo agrícola es principalmente destinada a caña de azúcar, cítricos, maíz, cultivos de

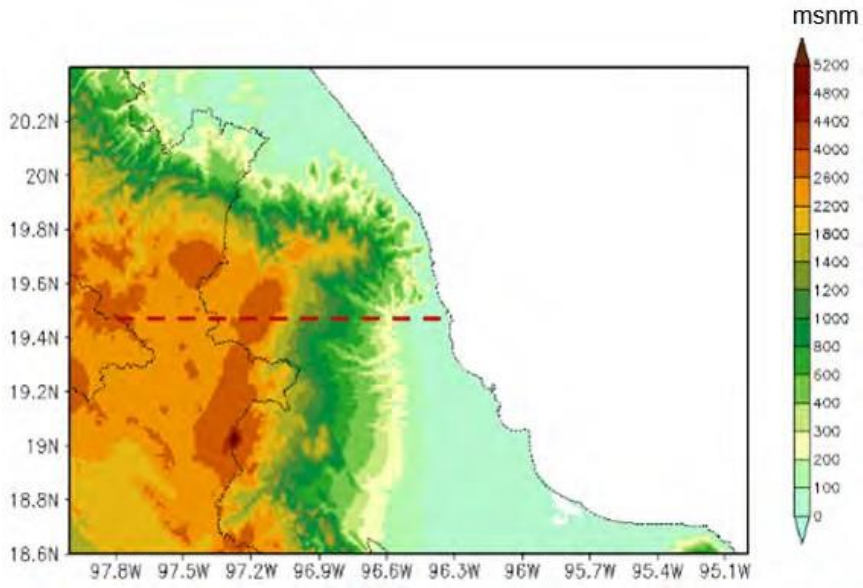
temporal, y pastizal para ganado vacuno (menos del 10%), mientras que la selva tropical es menor al 3% (Ellis y Martínez, 2010). En esta zona se ubican seis áreas urbanas de más de 50 mil habitantes y la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde (CNLV), que proporciona el 7% de la energía eléctrica del país.

En la media montaña el bosque mesófilo abarca el 11% de la cobertura de suelo, un 17% es bosque perturbado, 17% vegetación secundaria, 37% pastizales y 18% está cubierto por asentamientos humanos con ocho áreas urbanas de más de 50 mil habitantes, incluida el área metropolitana de Xalapa con cerca de 500 mil habitantes (Williams-Linera et al, 2002; Williams, 2007).

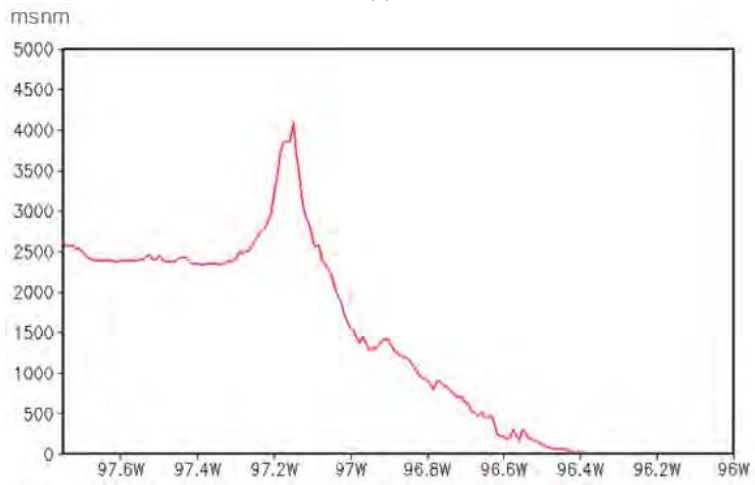
Entre los volcanes el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, se ubica un puerto de entrada al altiplano que ronda los 2,400 metros de altitud. Una vez traspuesto, la porción del altiplano mexicano que comprende la zona de estudio está cubierta principalmente de bosque de coníferas y áreas semidesérticas, y dos áreas urbanas con más de cincuenta mil habitantes (Tejeda et al. 2004).



(a)



(b)



(c)

Figura 1.1. (a) Topografía de la RCVGM, (b) la porción central (señalada con un rectángulo en (a)) y (c) sección transversal de la topografía marcada con la línea punteada en (b). Es la misma escala de colores para la altitud en metros para (a) y (b).

.1.

CLIMATOLOGÍA COMPARADA

La RCVGM se caracteriza por una orografía compleja, lo que resulta en una variación altitudinal de la temperatura y precipitación (Tabla 1.1). Lo anterior, aunado a los sistemas de circulación que se presentan en distintas épocas del año y su cercanía al mar, convierten esta región en un laboratorio natural para explorar el acoplamiento entre la capa atmosférica superficial, la capa de mezcla, la capa nubosa y la circulación sinóptica, sobre terreno complejo y costero.

Tabla 1.1 Características climáticas anuales de la zona de estudio (1980-2010).

Región	Área aprox. (miles de km ²)	Temp. máxima media (°C)	Temp. mínima media (°C)	Precipitación media (mm)
Planicie costera norte	11.0	28.6	19.5	1575
Planicie costera sur	28.5	29.5	20.3	1669
Montañosa central	11.0	23.7	12.2	1575
Altiplano	12.5	22.4	15.2	620

1.1 CLIMATOLOGÍA DESCRIPTIVA

Aunque la RCVGM se ubica en latitudes tropicales, es susceptible al ingreso de masas de aire polar en el periodo de octubre a mayo. Estas masas interactúan con aire cálido tropical dando lugar a los frentes fríos, que permiten la presencia de eventos de *nortes*, asociados con vientos intensos (hasta 105 km/h), que por la configuración del relieve adquieren una componente del oeste o del noroeste (Tejeda et al. 2016). Durante esta temporada se presentan alrededor de cincuenta FFs al año, que además de generar una disminución de la temperatura, ocasionan lluvias, aunque de menor intensidad en comparación con lo observado durante el periodo mayo-octubre (Figura 1.2).

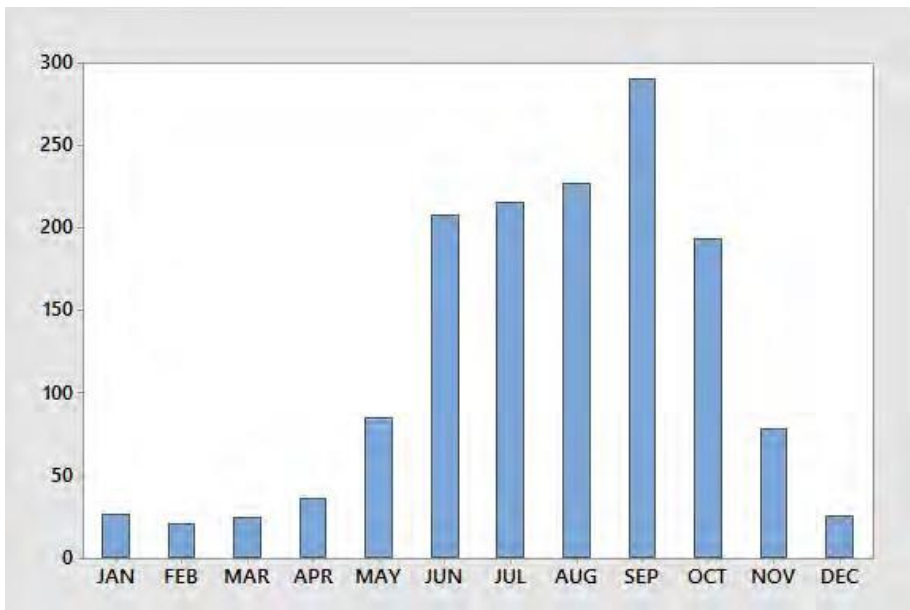


Figura 1.2. Variación de la precipitación media mensual (mm/mes) en la RCVGM, utilizando datos de la base CMORPH (1998-2015) provenientes de la estimación de la precipitación a través de sensores remotos.

Los valores de precipitación relativamente altos durante el año se observan de mayo a noviembre; por lo tanto la época del verano es considerada como la temporada lluviosa para esta región.

Es también durante el verano que los vientos alisios fluyen desde el borde sur del anticiclón de las Bermudas con una dirección este sobre la RCVGM (Figura 1.3). Durante su trayecto sobre las aguas del GoM incrementan su contenido de humedad dando lugar a una continua entrada de aire húmedo desde el mar hacia el continente (Mosiño y

García, 1974; Vidal, 2005; Ruiz-Barradas et al., 2010). Estos vientos húmedos son obligados a ascender sobre la pendiente de la sierra (Jáuregui y Soto, 1975; Fitzjarrald, 1986), resultando que durante el verano se presente un máximo en la precipitación acumulada entre los 500 y 2000 metros de altitud sobre la SMO (Figura 1.4).

De acuerdo con los resultados mostrados a la tabla 1.1 y los obtenidos a través de datos CMORPH (Figura 1.4), sobre la cima de la barrera montañosa (Altiplano) los valores de precipitación son bajos en comparación con lo observado en las laderas. Según Mosiño y García (1974), esto se debe a que los vientos alisios que fluyen desde el GoM no logran ascender hasta el Altiplano (>2000 msnm. Figura 1.1a), ya que son frenados por la SMO.

En imágenes satelitales es posible ver una clara distinción entre las condiciones secas en el Altiplano y un clima húmedo en el flanco este de la SMO (Fitzjarrald, 1986). Lo mismo ocurre sobre la región de la península Indochina, donde las barreras montañosas (rango montañoso Dawna) de alrededor de 1000 msnm, dan lugar a condiciones de menor precipitación a sotavento que a barlovento (Satomura, 2000).

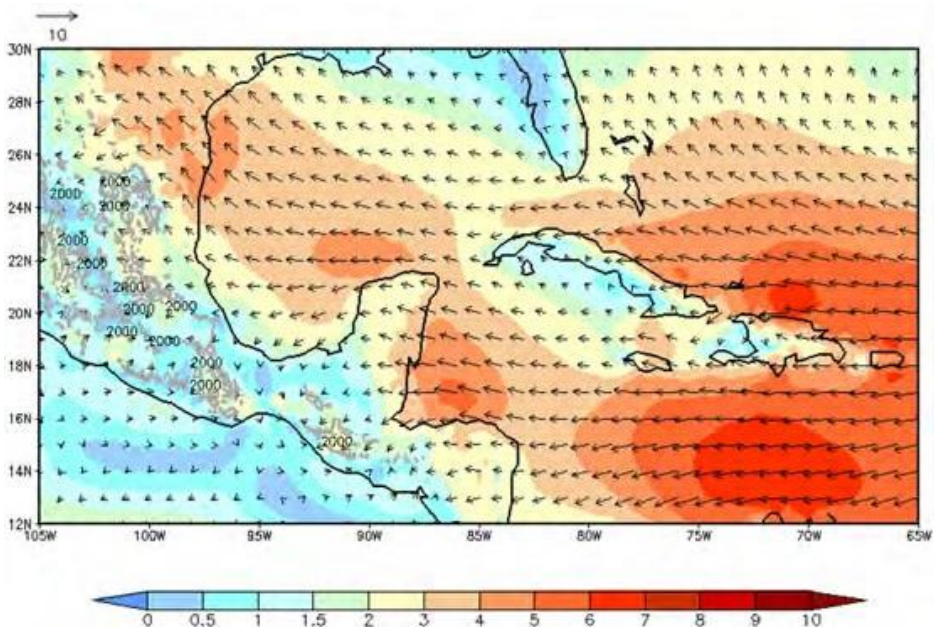


Figura 1.3. Campo de viento promedio (m/s) a 10m a partir de datos de reanálisis NARR (1979-2012).

Sobre la línea de costa y en los primeros 150 a 200 metros sobre el GoM,

se observa una franja de acumulados de precipitación entre 200 y 250 mm/mes. Al norte de los 23°N, sobre esta misma área, la precipitación disminuye al menos a la mitad, en comparación con los acumulados en la RCVGM. Más adelante se mostrará cómo este comportamiento posiblemente resulta de la propagación de un área de precipitación hacia el norte, impulsada por el Jet de Niveles Bajos del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés), que durante el verano se desplaza desde latitudes entre 12 y 15°N hacia el GoM en el nivel de 925 hPa (Amador, 2008; Figura 1.5).

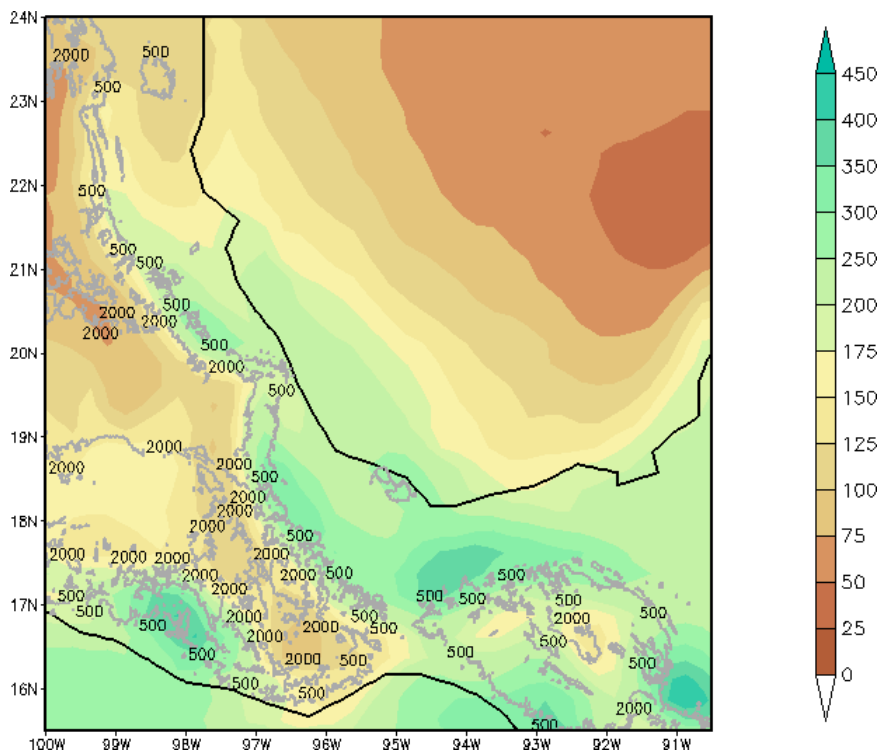


Figura 1.4. Precipitación acumulada (mm) para verano a partir de datos CMORPH de 1998-2015 utilizando una resolución espacial de 2.5° x 2.5°. Se muestran los contornos de 500 y 2000 metros.

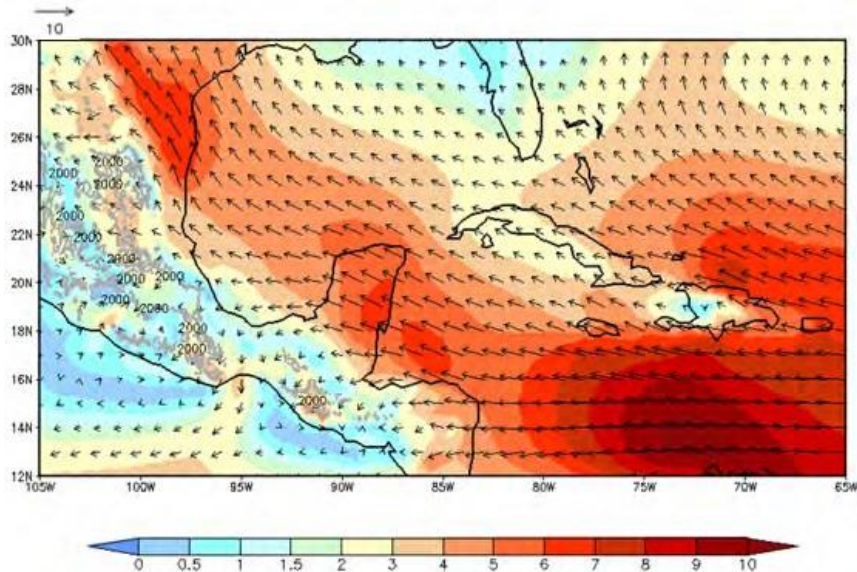


Figura 1.5 Campo de viento promedio (m/s) a 10 m de altura a partir de datos de reanálisis NARR (1979-2012).

1.2 TENDENCIAS CLIMÁTICAS EN EL PASADO

La Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (www.cru.uea.ac.uk) ha propuesto el uso de 57 índices climáticos para conocer la tendencia del clima en determinada región. A continuación se presentan cinco de estos índices climáticos y dos más relacionados con la precipitación propuestos por otros autores: uno es la aplicación del índice de Gini (Martín-Vide, 2003) para evaluar la concentración temporal de la precipitación, y el índice de canícula (Mosiño y García, 1974) que evalúa la intensidad de la sequía relativa en verano. Se consideraron 20 sitios localizados en la planicie costera sur y norte del GoM, la región montañosa central del estado de Veracruz y el Altiplano (Figura 1.6).

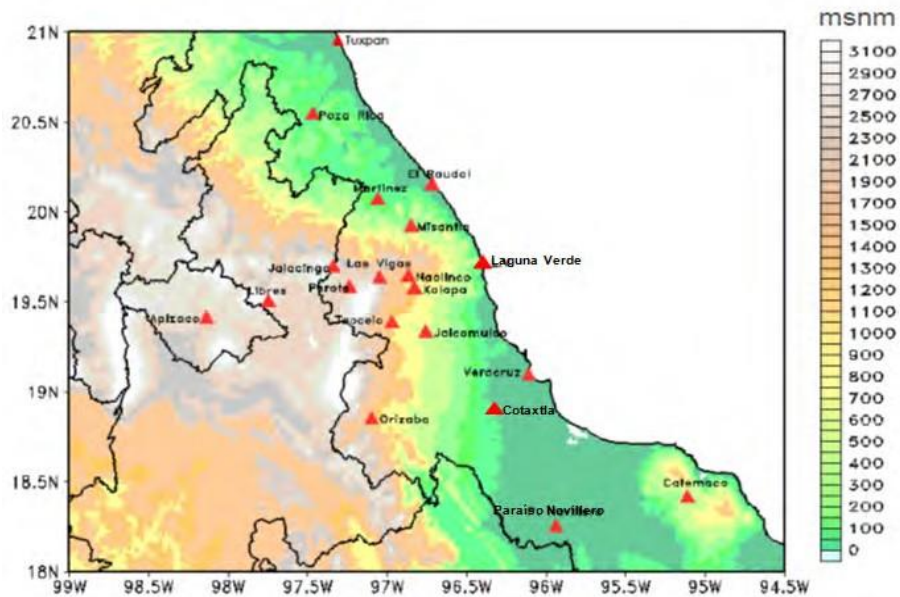


Figura 1.6 Ubicación de las estaciones climatológicas. Los colores indican altitudes en msnm.

Las variables analizadas fueron temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación diaria (1980-2010). No todas las estaciones presentaron series completas; las de mayor cantidad de datos fueron El Raudal y Las Vigas, con más del 80%, y con menor cantidad Catemaco y Orizaba con 75.2% y 84.0%, respectivamente (Tabla 1.2).

Tabla 1.2. Posición geográfica de las estaciones utilizadas para el cálculo de índices climáticos.

ZONA	ESTACIÓN	ALTITUD (msnm)	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)
Planicie costera norte del GoM	El Raudal	1	20°09'22"	96°43'16"
	Martínez de la Torre	151	20°04'45"	97°03'50"
	Misantla	410	19°55'45"	96°51'20"
	Poza Rica	150	20°32'27"	97°28'22"
	Tuxpan	4	20°57'35"	97°25'08"
Planicie costera sur del GoM	Catemaco	338	18°25'00"	95°07'00"
	Laguna Verde	10	19°43'36"	96°24'00"
	Cotaxtla	91	18°44'20"	96°27'20"
	Veracruz	16	19°09'40"	96°08'13"

	Paraíso Novillero	8	18°15'30"	95°56'30"
Montañosa central del estado de Veracruz	Jalacingo	1944	19°49'00"	97°19'00"
	Jalcomulco	330	19°19'48"	96°45'43"
	Las Vigas	2400	19°38'20"	97°06'35"
	Naolinco	1605	19°39'07"	96°52'23"
	Orizaba	1259	18°51'00"	96°06' 00"
	Teocelo	1218	19°23'10"	96°58'25"
	Xalapa	1429	19°30'43"	96°54'14"
Altiplano	Apizaco, Tlaxcala	2410	19°25'41"	98°07'51"
	Libres, Puebla	2430	19°30'01"	97°45'29"
	Perote	2394	19°34'51"	97°14'52"

De acuerdo al análisis para cuantificar los días con heladas (FD), se encontró que en la región del Altiplano, hacia el interior del país, los días con helada han ido disminuyendo desde 1980 (Figura 1.7). De manera contraria en la zona más cercana a la región montañosa del estado de Veracruz, específicamente sobre Perote, se presenta un aumento de heladas (17 días con helada cada década).

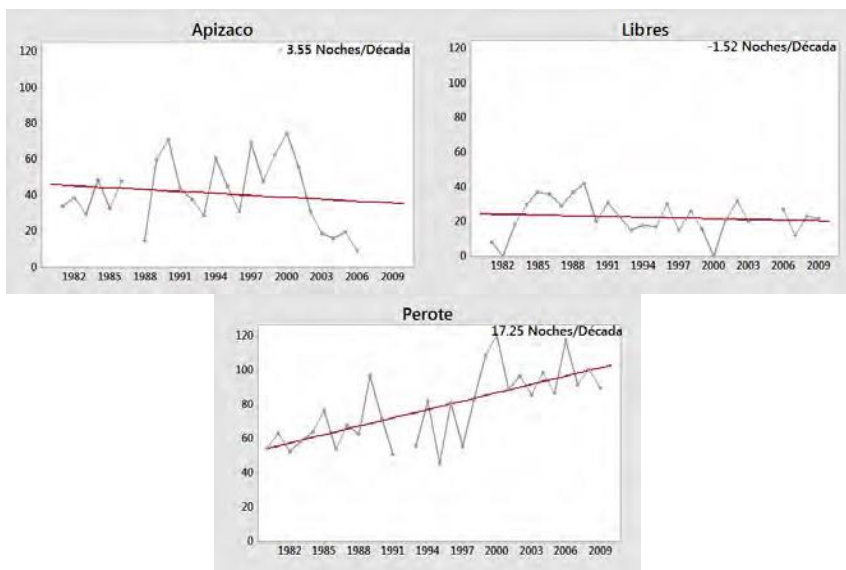


Figura 1.7. Índice FD. La línea gris muestra las noches con heladas y la línea roja representa su tendencia, para la región del Altiplano.

Para la región montañosa central se observa que la mayoría de los sitios considerados presentan pocos eventos de helada. El sitio con la mayor frecuencia es la estación climatológica de mayor altitud (2400 msnm), Las Vigas, donde se observa una disminución de 3.4 días con helada cada década (Figura 1.8). En el caso de las demás zonas (planicie, costa norte y costa sur) el valor del índice FD es cero, puesto que no se presentan eventos de heladas.

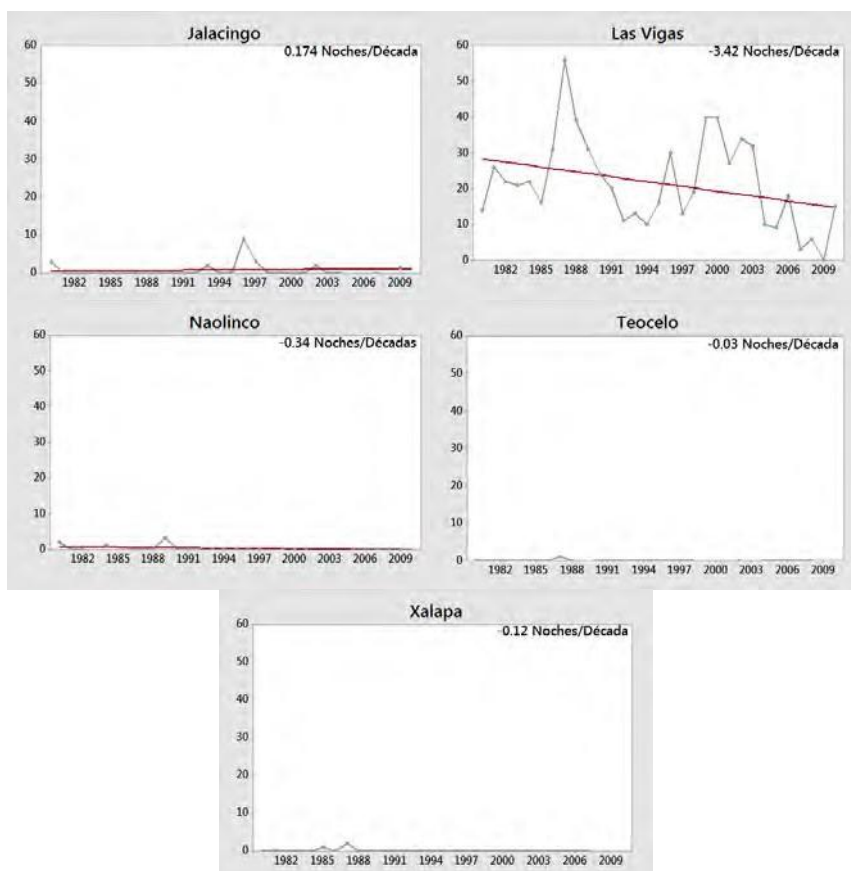


Figura 1.8. Similar a la Figura 1.7 pero ahora para la región montañosa.

Para indicar el grado en que la temperatura se vuelve más (menos) extrema, se consideró el índice de rango de temperatura media (DTR), el cual representa la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima diarias promediada anualmente.

En el Altiplano se observa que la temperatura se ha vuelto más extrema (se presenta una tendencia positiva). El cambio más marcado se encuentra sobre Libres, Puebla, presentando un aumento

de 1°C /década (Figura 1.9).

En el caso de la región montañosa, se presenta una tendencia positiva, más marcada sobre Teocelo con casi 2°C por década. En cambio, sobre Xalapa se detectó una ligera tendencia negativa, es decir, que la temperatura no se ha vuelto extrema significativamente (Figura 1.10).

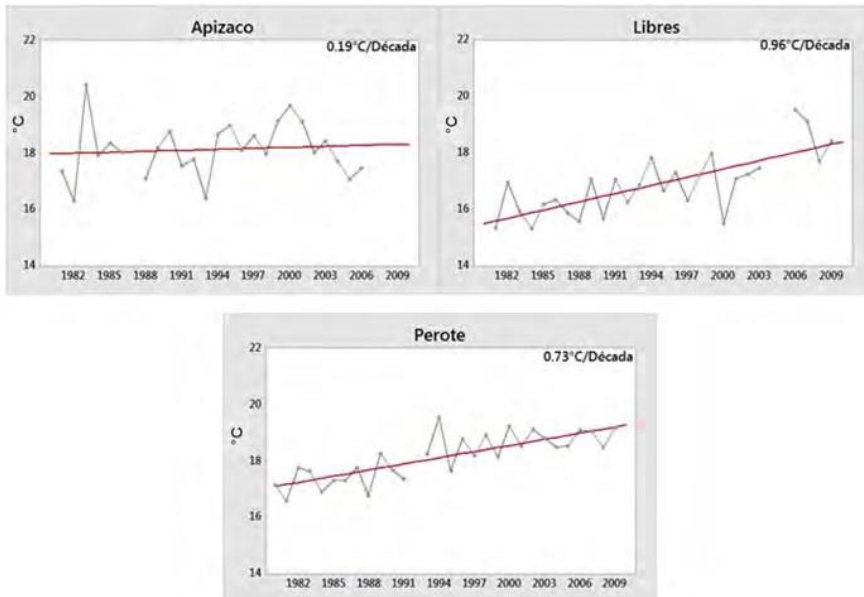


Figura 1.9. Índice DTR. La línea gris muestra la temperatura que se vuelve más (menos) extrema y la línea roja representa su tendencia, para la región del Altiplano.

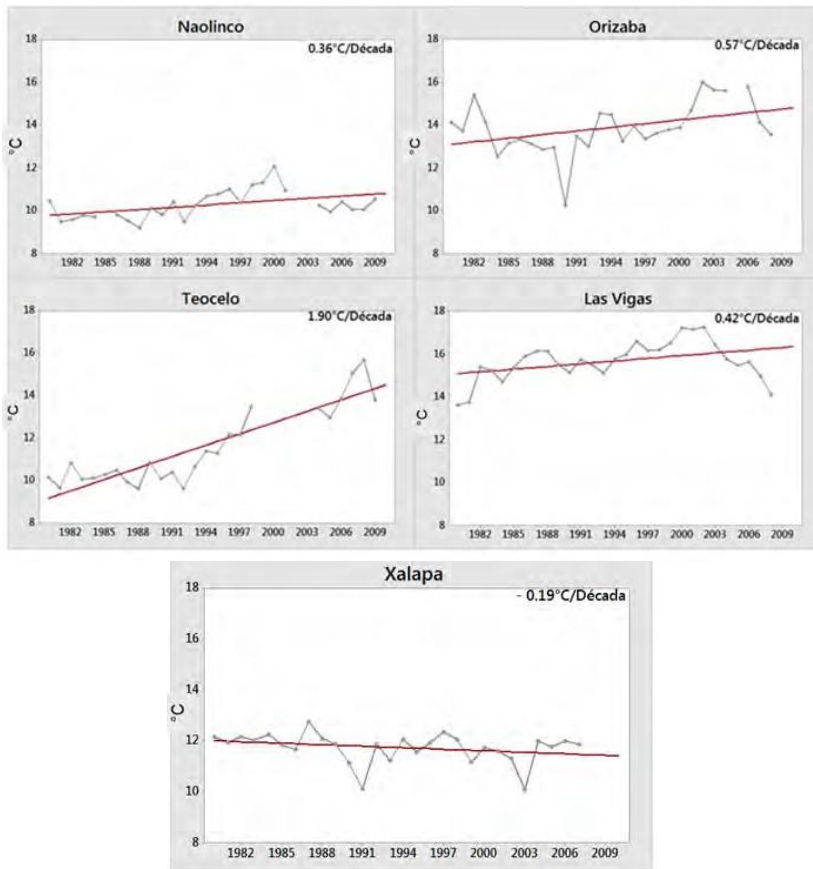


Figura 1.10. Similar a la Figura 1.9 pero ahora para la regi3n montañosa.

La planicie costera sur no presenta una tendencia uniforme en la zona, ya que en la porci3n norte se observaron tendencias negativas, mientras que en el centro es positiva con los valores m3s altos (mayores a $1^{\circ}\text{C}/\text{d}{\acute{e}}\text{cada}$) y negativa en la porci3n sur (Figura 1.11). Al igual que la planicie costera sur del GoM, la planicie norte muestra tendencias negativas sobre el norte, tendencia positiva en el centro y negativa en el sur. (Figura 1.12).

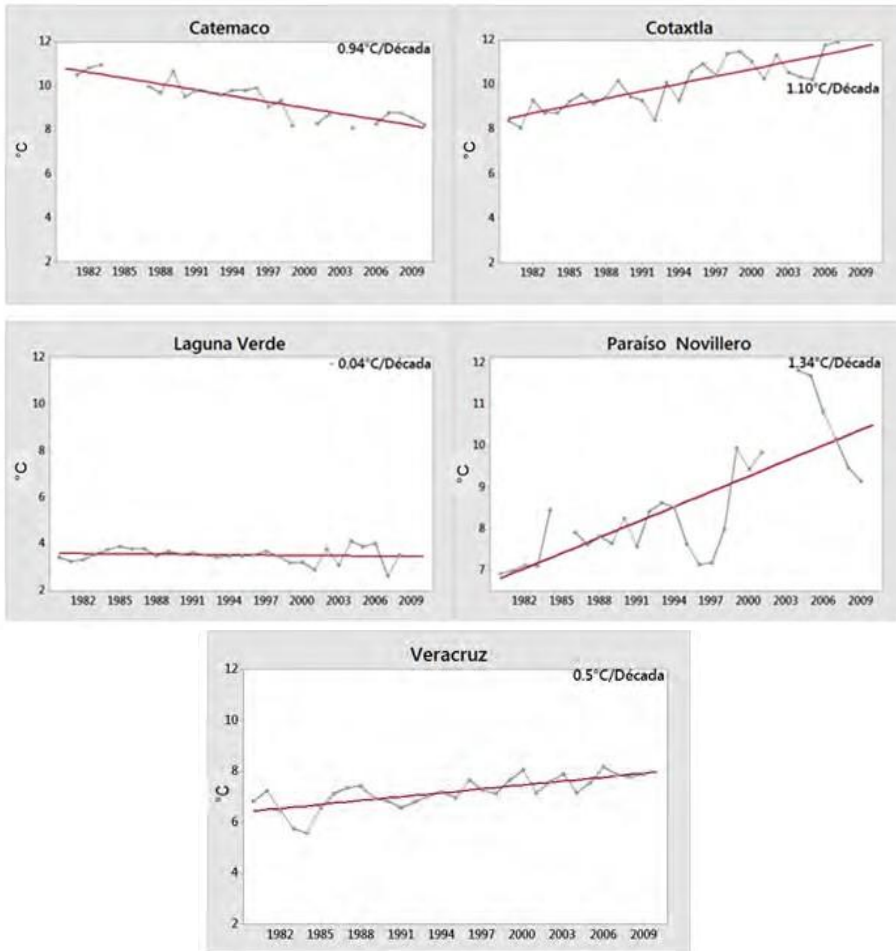


Figura 1.11. Similar a la Figura 1.9 pero ahora para la planicie costera sur.

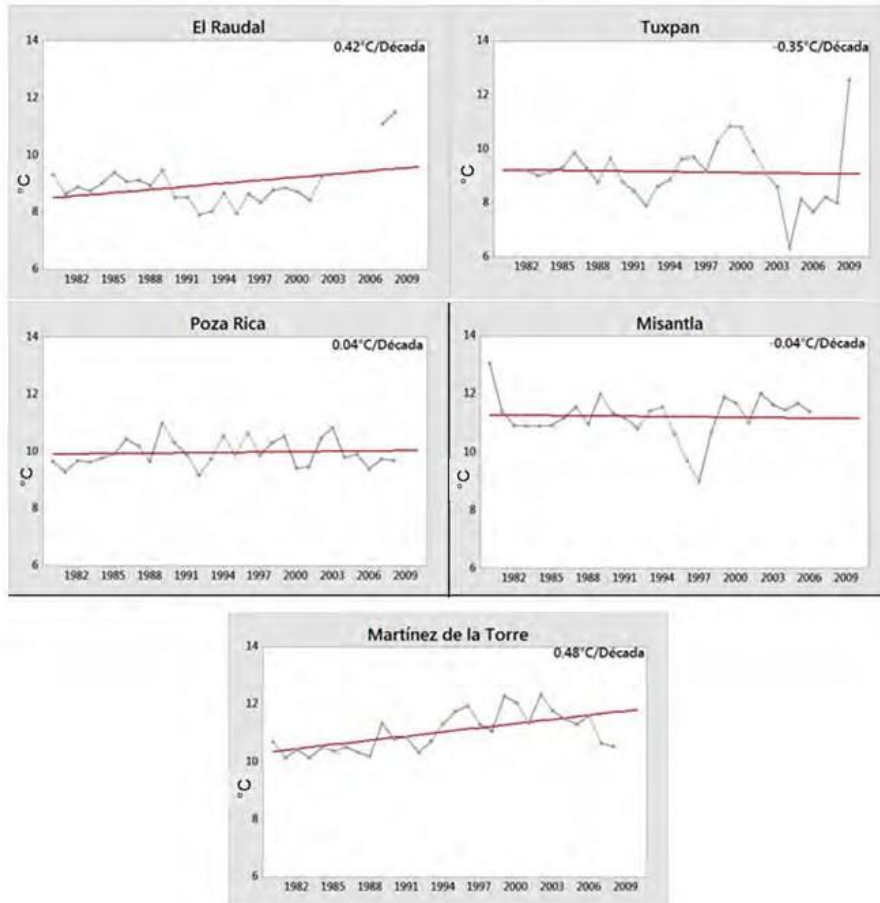


Figura 1.12. Similar a la Figura 1.9 pero ahora para la planicie costera norte.

Para indicar la frecuencia de noches frías se utiliza el número de casos con temperatura mínima diaria por debajo del percentil 10 (Tnf10). La escala está normalizada, donde cero indica ningún día y 1 indica todos los días del año. En la Figura 1.13 se observa que en la porción más adentrada al Altiplano se presenta una tendencia negativa, indicando la disminución de las temperaturas mínimas extremas, por otro lado, sobre Perote (más cercano a la montaña) se presenta una tendencia positiva.

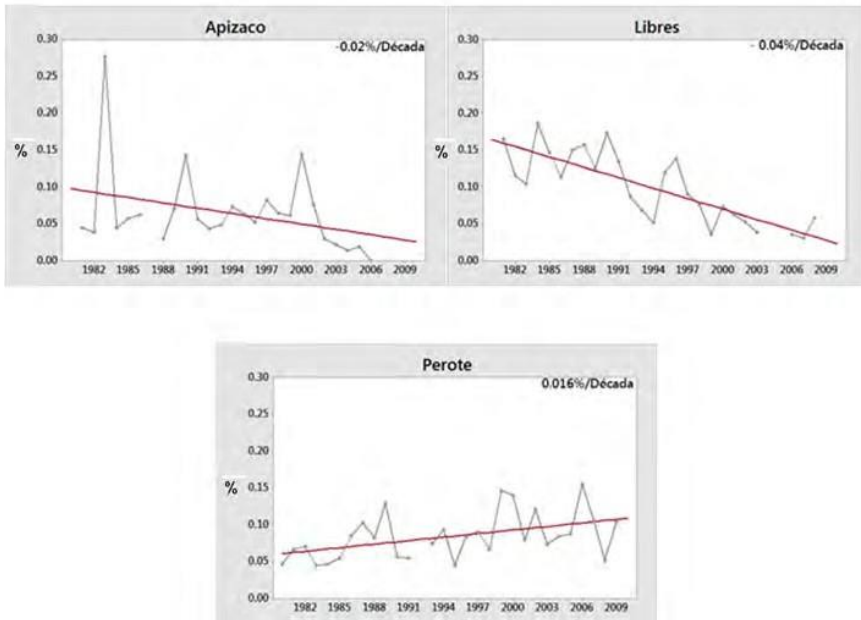
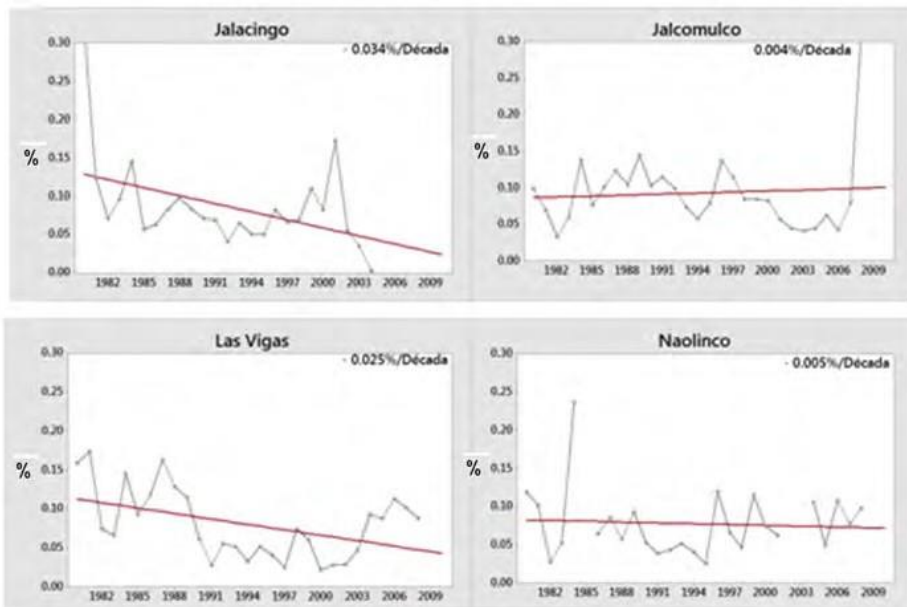


Figura 1.13. Índice Tnf10. La línea gris muestra los días en que la temperatura mínima estuvo por debajo del percentil 10 y la línea roja representa su tendencia, para la región del Altiplano.

Se observa una tendencia positiva en Jalcomulco, Teocelo y Orizaba, una ligera tendencia negativa en el resto de la pendiente. Se puede decir que en la región MC la temperatura mínima extrema ha ido disminuyendo desde 1980 a la fecha (Figura 1.14).



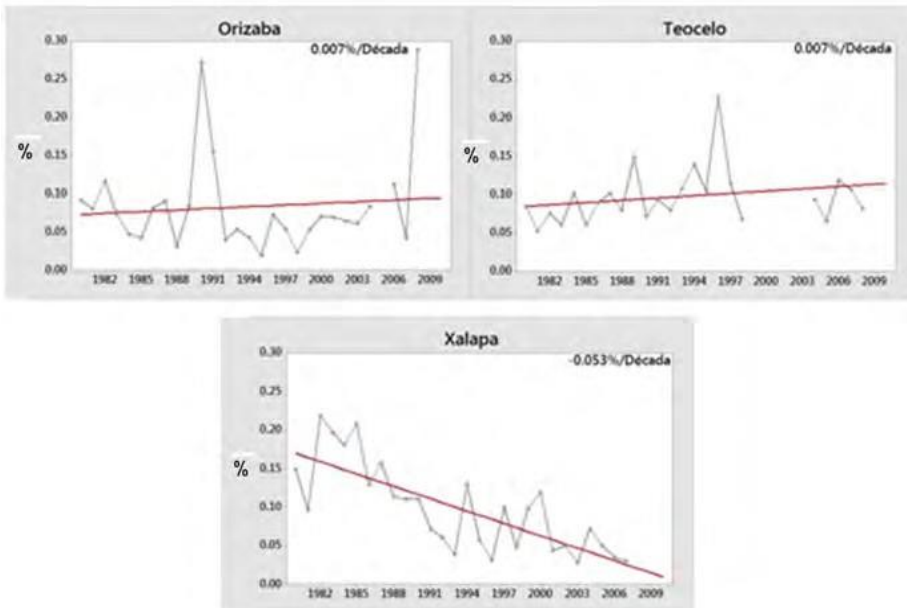


Figura 1.14. Similar a la Figura 1.13 pero ahora para la región montañosa.

En la planicie costera sur (Figura 1.15) se detecta una tendencia negativa, indicando un aumento en la temperatura mínima en la mayoría de las estaciones de esta zona. Catemaco es la única estación que presenta una tendencia positiva (disminución de la temperatura mínima) aunque, por la falta de datos en esta estación, estos resultados no son del todo confiables.

En la Figura 1.16 la región CNG muestra una tendencia positiva (aumentando los eventos de fríos extremos) en la porción más al norte, mientras que en el resto se encuentran tendencias negativas.

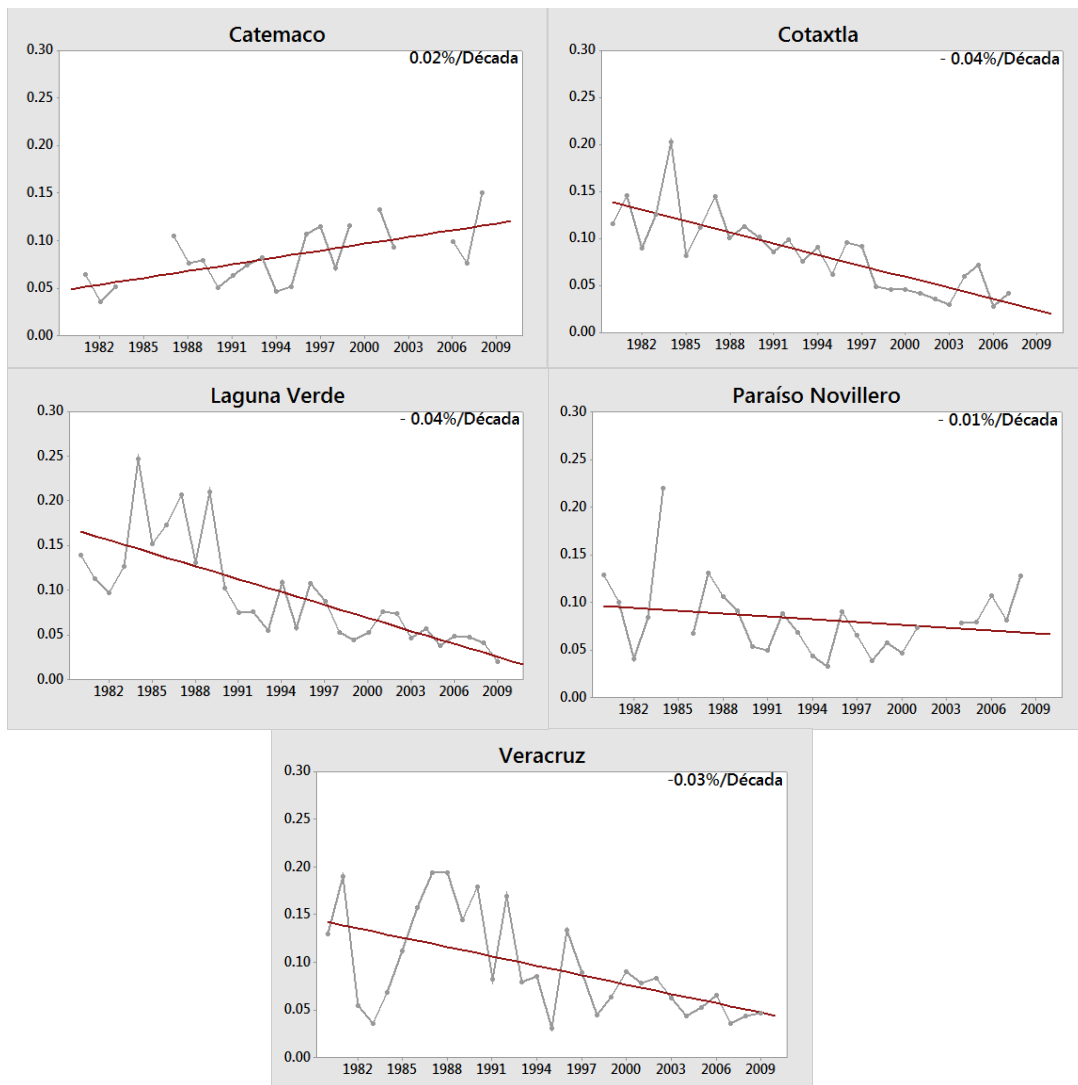


Figura 1.15. Similar a la Figura 1.13 pero ahora para la planicie costera sur.

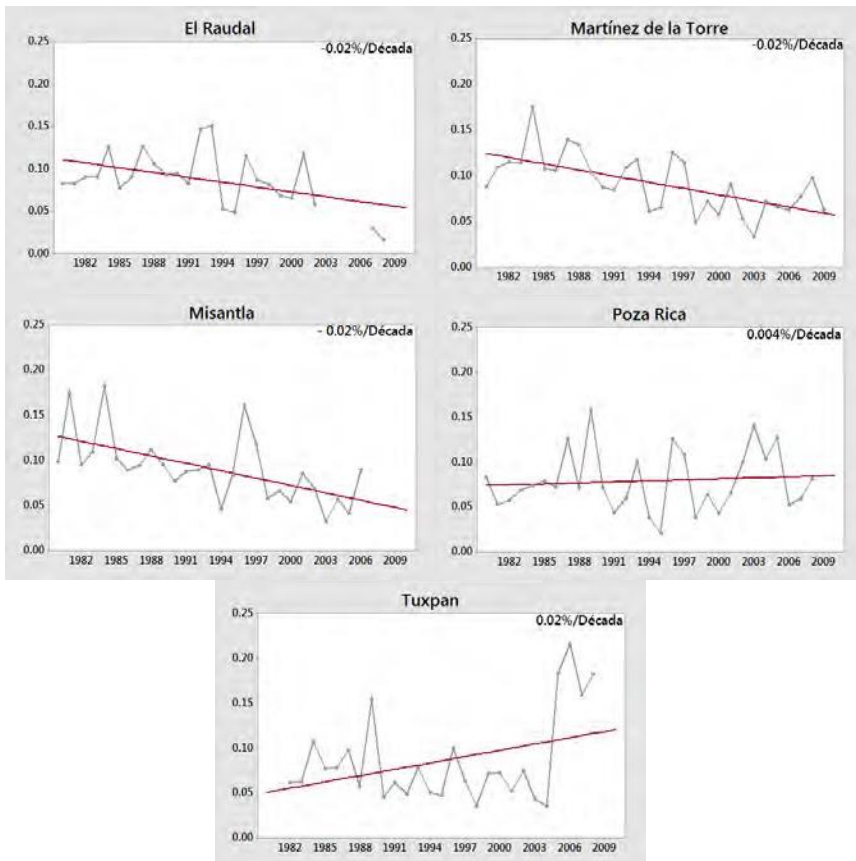


Figura 1.16. Similar a la Figura 1.13 pero ahora para la planicie costera norte.

En contraste con el ejemplo anterior, se cuenta con un índice que cuantifica los días con temperatura máxima mayor al valor del percentil 90 (Txf90), donde 0 es ningún día y 1 todos los días del año. Mientras más se adentra al Altiplano, se presenta una tendencia negativa en este índice, indicando una disminución en extremos en la temperatura máxima (Figura 1.17), mientras que a medida que se acerca a la región montañosa, esta tendencia se vuelve positiva, al grado que todos los puntos de esta región se detectó una tendencia positiva, aunque no muy significativa. Las Vigas y Jalcomulco no presentan tendencia (Figura 1.18).

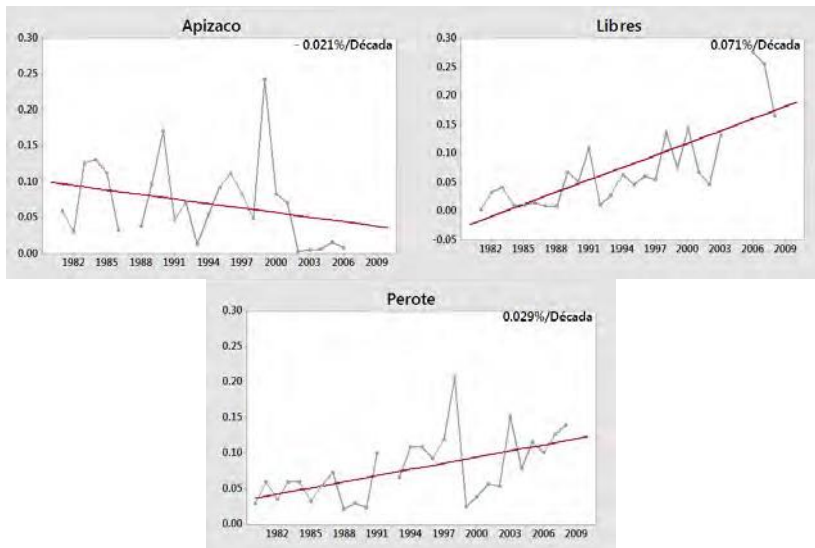


Figura 1.17. Índice Txf90. La línea gris muestra los días con la temperatura máxima mayor al percentil90 y la línea roja representa su tendencia, para la región del Altiplano.

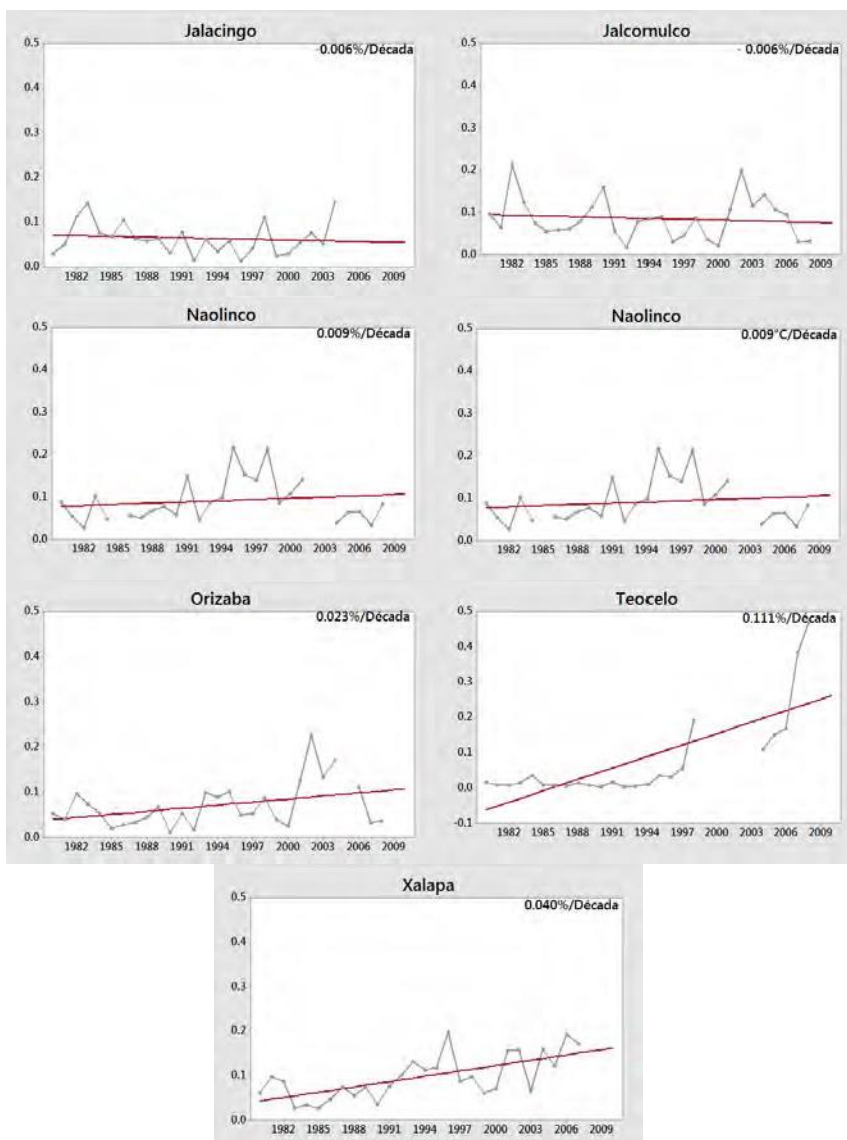


Figura 1.18. Similar a la Figura 1.17 pero ahora para la región montañosa.

En la región costera sur (Figura 1.19) se observa un comportamiento inverso en Catemaco (tendencia negativa), y en el resto se observa un notable aumento a partir de 1990, muy marcado en comparación con el resto de las subregiones de la RCVGM.

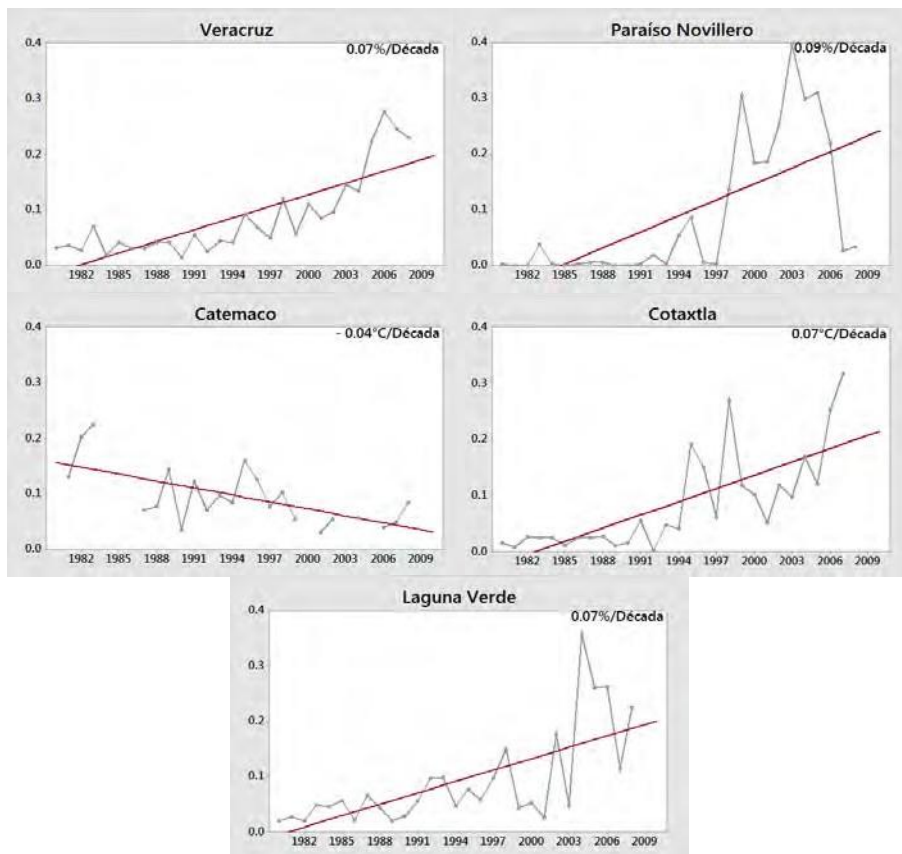


Figura 1.19. Similar a la Figura 1.17 pero ahora para la planicie costera sur.

En ambas planicies (sur y norte) se advierte un comportamiento similar (Figuras 1.19 y 1.20), aumentando los valores del índice a partir de 1996, excepto en Poza Rica donde al parecer, la tendencia se suavizó en esa fecha.

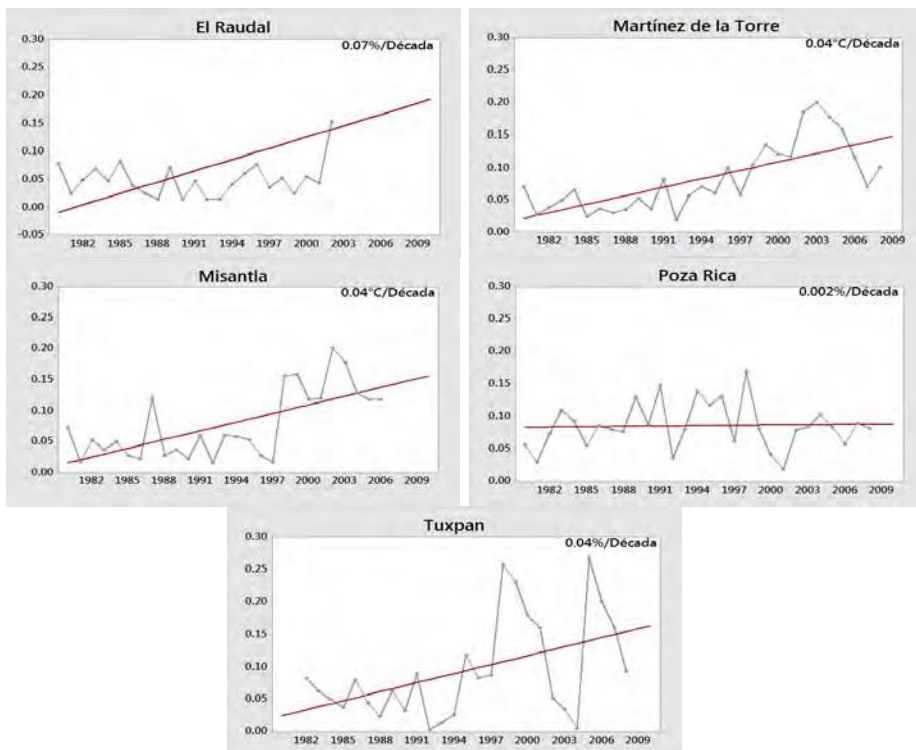


Figura 1.20. Similar a la Figura 1.17 pero ahora para la planicie costera norte.

Con respecto a la precipitación se considera un índice que muestra la máxima precipitación en un periodo de tres días a lo largo de un año (PX3D), por lo que proporciona una idea de la tendencia de los extremos de precipitación.

En los sitios más al interior del Altiplano, la tendencia es negativa (Apizaco, Figura 1.21). Libres y Perote muestran tendencias positivas, siendo la primera de mayor intensidad con 15 mm/década.

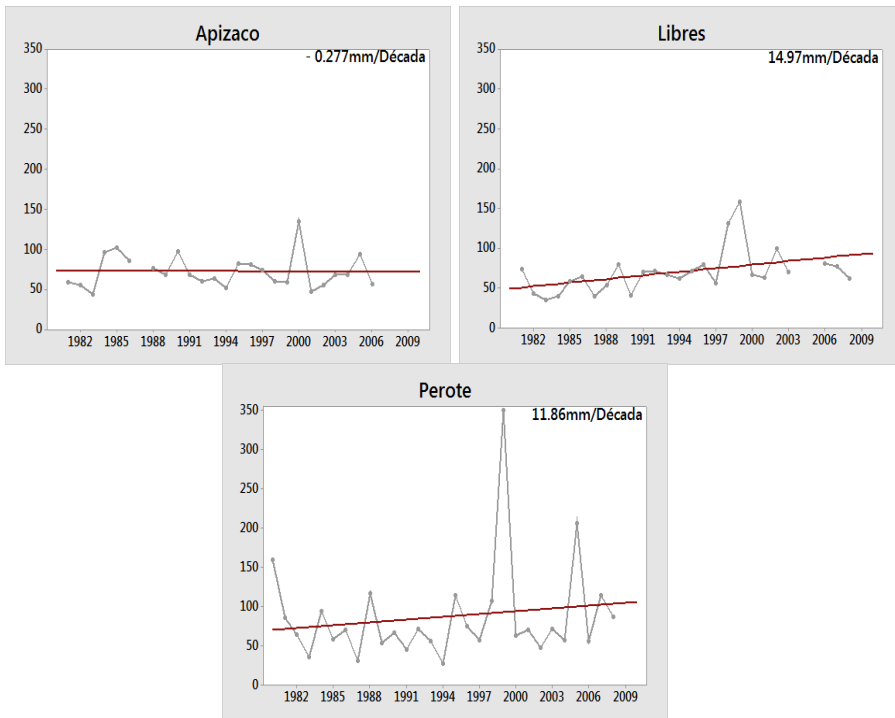


Figura 1.21. Índice PX3D. La línea gris muestra la tendencia de los extremos de precipitación y la línea roja representa su tendencia, para el Altiplano.

En la planicie costera sur no se percibe una tendencia dominante, ya que es muy variada con dos negativas y dos positivas. Sin embargo, en Laguna Verde la tendencia es más intensa pero negativa (Figura 1.22).

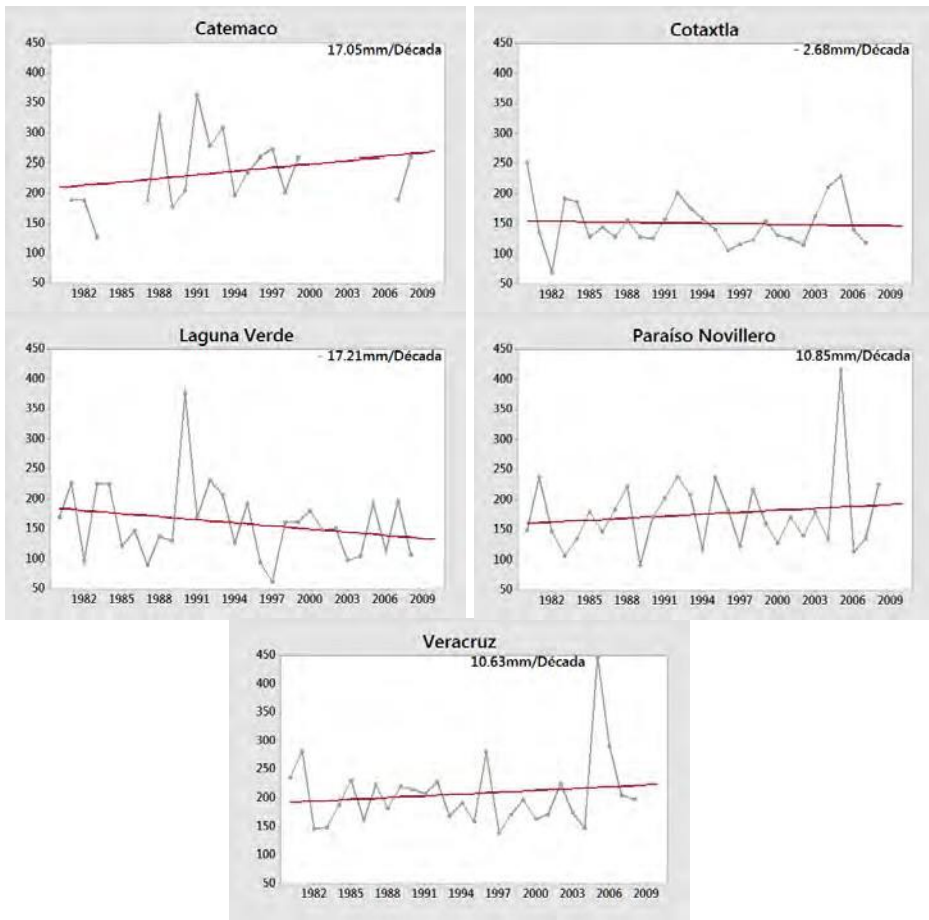


Figura 1.22. Similar a la Figura 1.21 pero ahora para la planicie costera sur.

En la planicie costera norte (Figura 1.23) ocurren tanto tendencias positivas como negativas por lo que es difícil asignarle un incremento o disminución de la precipitación. En Tuxpan la tendencia es positiva de 55.9 mm/década.

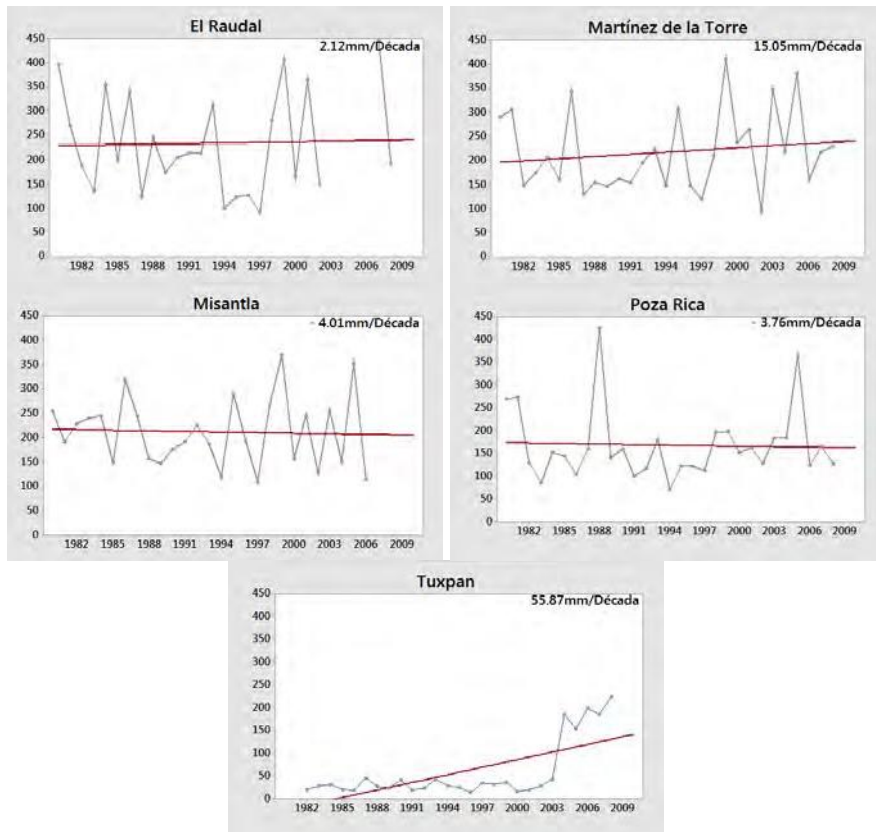


Figura 1.23. Similar a la Figura 1.21 pero ahora para la planicie costera norte.

En la región montañosa, se presenta un aumento en la precipitación, siendo Xalapa la de mayor tendencia (19 mm/década). Las Vigas es la única estación con tendencia negativa (-23 mm/década; Figura 1.24), debido posiblemente a modificaciones locales de uso de suelo (deforestación).

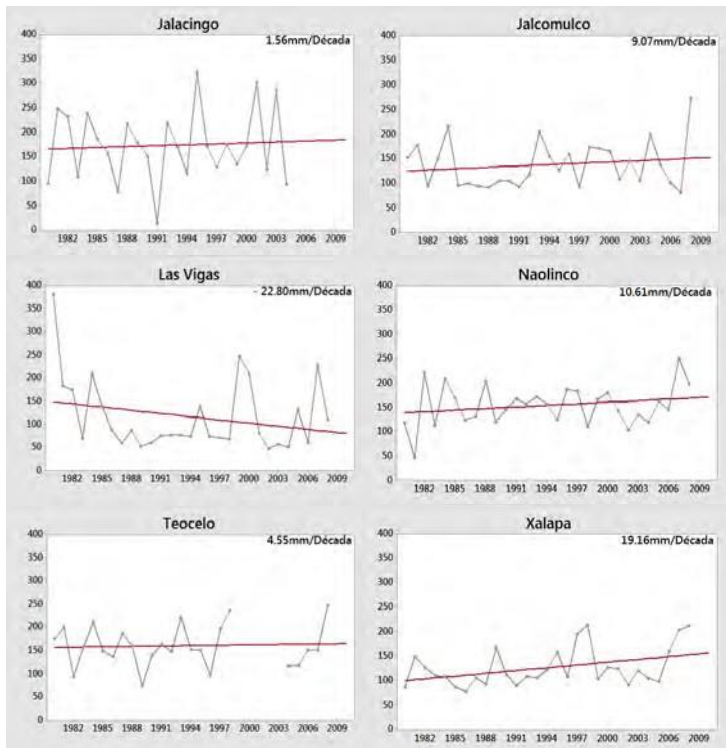


Figura 1.24. Similar a la Figura 1.21 pero ahora para la región montañosa.

Como se mostró, la temporada lluviosa ocurre durante los meses de mayo a noviembre en la RCVGM, con un mínimo relativo en julio o agosto, al igual que sobre el sur de México y Centroamérica conocido como sequía intraestival o canícula. De acuerdo a Magaña et al. (1999) la canícula parece estar asociada a las fluctuaciones de la Zona Intertropical de Convergencia sobre el Pacífico Central y su efecto en los vientos alisios. Cuando éstos se intensifican durante julio-agosto y el forzamiento orográfico se presenta sobre la mayor parte de la región montañosa de América central, resulta en un máximo de precipitación sobre las costas del Caribe y un mínimo a lo largo de la costa del Pacífico y América central. Anteriormente se aplicó un índice para caracterizar la sequía intraestival o canícula, que según Mosiño y García (1974), “tomando como representativa del receso al área del polígono funicular formando por los puntos extremos de las alturas medias mensuales de la lluvia entre los dos máximos de precipitación y la recta que une los puntos extremos de estos” (Figura 1.25).

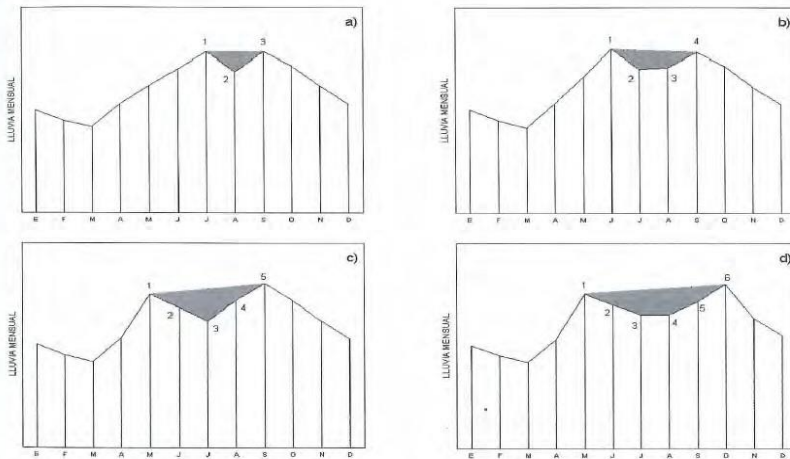


Figura 1.25. Diferentes casos de sequía intraestival, donde intervienen la precipitación acumulada mensual y el área de cada polígono (tomada de Mosiño y García, 1974)

El área calculada se divide entre el total de la lluvia acumulada del periodo mayo-noviembre y posteriormente multiplicado por cien, para obtener el resultado en porcentaje. Así se tiene que:

$$\text{Sequia relativa} = \left(\frac{\text{Área del polígono funicular}}{\text{Precipitación acumulada (mayo - noviembre)}} \right) 100$$

Con este índice se encontró que para la planicie costera norte domina una tendencia positiva del índice, mostrando una reducción de la cantidad de precipitación durante el semestre mayo-noviembre en dicha zona (Figura 1.26).

La Figura 1.26 muestra que la estación El Raudal presenta una tendencia muy baja del valor del índice de sequía relativa con solo el 0.4% por década durante el periodo de estudio, contrario a Tuxpan, donde la tendencia fue del 14.4% por década. Cabe resaltar que en esta última estación, en el año 2006, el porcentaje de la sequía intraestival fue casi cercano al 100%, es decir, durante el periodo mayo-octubre se presentaron valores bajos de precipitación en comparación con otros años.

En las estaciones de Poza Rica y Martínez de la Torre, la tendencia fue negativa, donde la canícula cada año genera menor disminución de la precipitación durante los meses lluviosos.

Para la planicie costera sur (Figura 1.27) también se observa una tendencia positiva resaltando la estación en Cotaxtla con un aumento

del 4%/década. En Catemaco, la tendencia se observa negativa con -1.9% por década. La estación en Veracruz registró un pico en el año 2004 alcanzando 58% de disminución de precipitación en el semestre mayo-octubre de dicho año. Laguna Verde mostró tendencia positiva de 3.3% por década pero con un comportamiento muy suavizado a lo largo del periodo de estudio.

Las estaciones ubicadas en el Altiplano de igual manera muestran tendencia ligera; por ejemplo, Perote con disminución del 3.7% por década y marcados cambios anuales, contrario a Libres, con un aumento del 3.4% por década. La estación de Apizaco tiene una tendencia de 0.7% en cada década y cambios poco significativos en cada año (Figura 1.28).

Las tendencias en la región montañosa en general fueron positivas, pero de muy bajo valor, resaltando la estación en Jalcomulco con un aumento del 5.1% por década. Las estaciones de Teocelo, Xalapa y Orizaba muestran tendencia negativa, pero menor al 1%, es decir, la canícula no genera disminución de la precipitación en la temporada de lluvias. En Jalcomulco y Jalacingo, el comportamiento de la sequía se observa más extremo comparado con las otras estaciones, alcanzado en algunos años valores superiores al 60% (Figura 1.29).

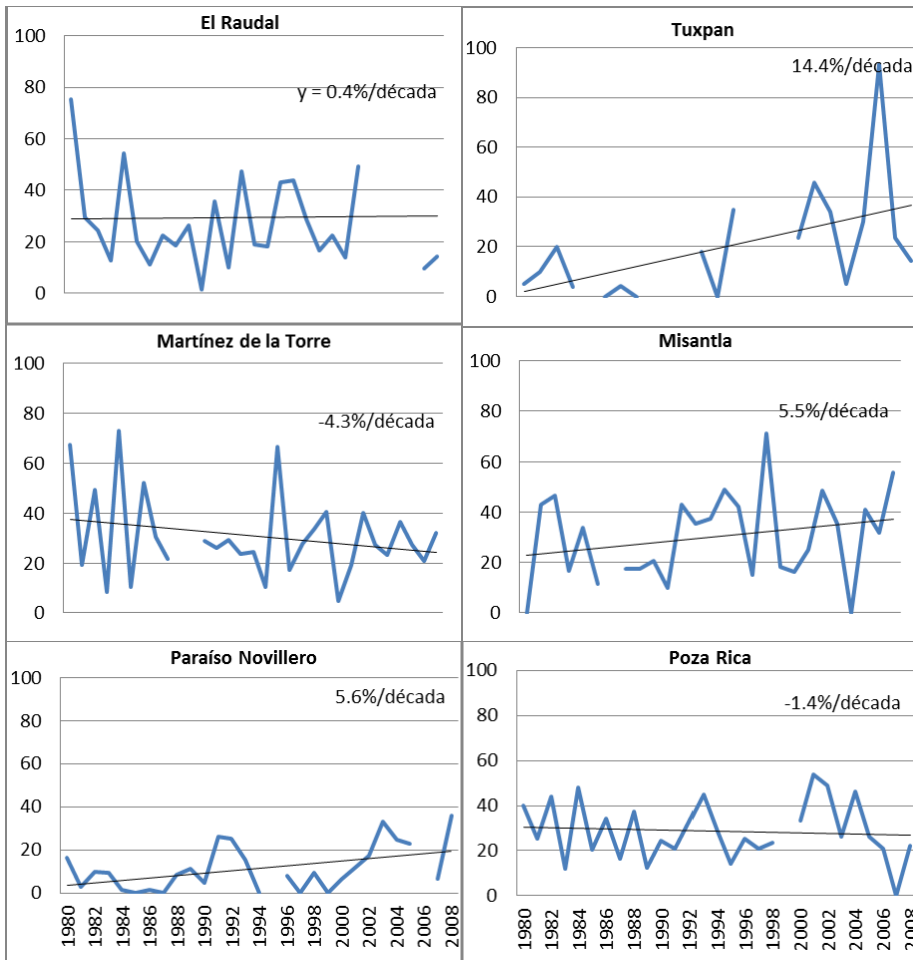


Figura 1.26. Tendencias de la intensidad de la sequía intraestival (%). La línea gris muestra el valor del índice y línea roja representa la tendencia del mismo, para la planicie costera norte.

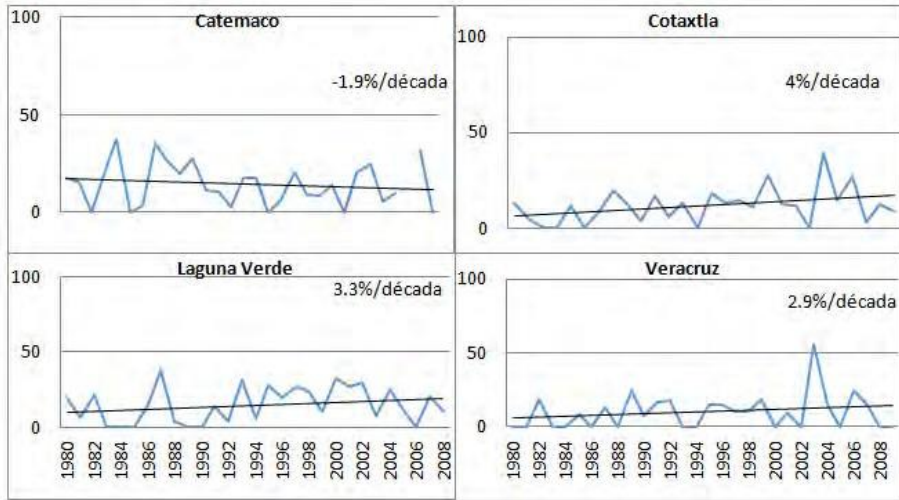


Figura 1.27. Similar a la Figura 1.26 pero ahora para la planicie costera sur.

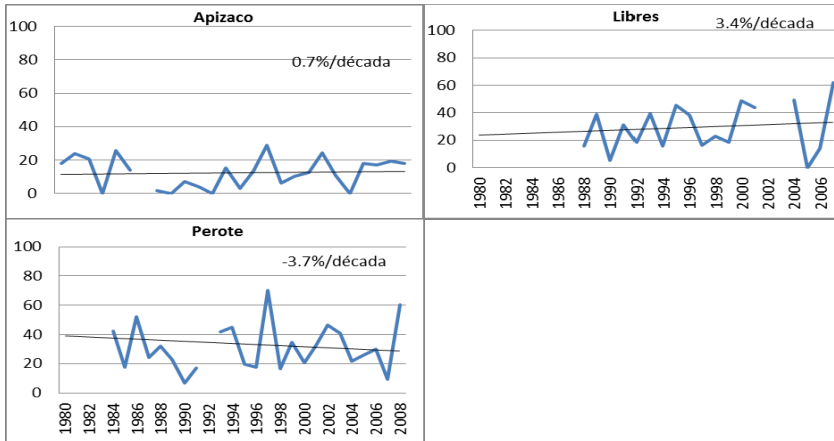


Figura 1.28. Similar a la Figura 1.26 pero ahora para el Altiplano.

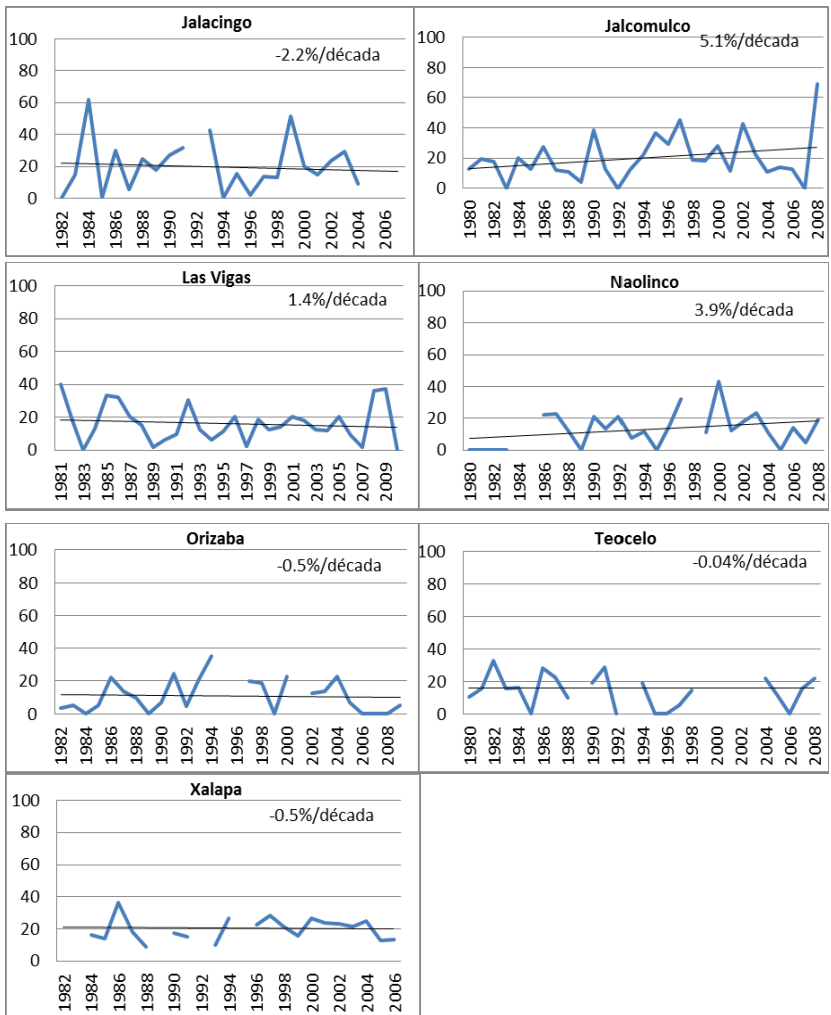


Figura 1.29. Similar a la Figura 1.26 pero ahora para la regi3n montafiosa.

Se utiliz3 una herramienta m3s para el estudio de la precipitaci3n en la RCVGM, que es el 3ndice de Gini (Mart3n-Vide, 2003) y a continuaci3n se proporciona una breve descripci3n. En la Figura 1.30 las poligonales a y b corresponden a dos observatorios ficticios. La recta OT, es la recta de equidistribuci3n, caso ideal, en la que todas las cantidades diarias de lluvias ser3an iguales, lo que equivaldr3a a una “regularidad perfecta en el reparto de la precipitaci3n diaria”.

El alejamiento relativo de la recta de equidistribuci3n (OT), habla de mayor o menor concentraci3n de precipitaci3n. As3, la poligonal b corresponde a un lugar con mayor irregularidad que el correspondiente a a.

Las 3reas comprendidas entre la recta OT y las poligonales a y b (S y S’, respectivamente), pueden suministrar una medida de irregularidad,

ya que a mayor área, mayor irregularidad. El índice de Concentración de Gini sirve para cuantificarla.

$$\text{Índice de Gini} = 2S/1000,$$

Su cálculo se mejora al sustituir las líneas poligonales por exponenciales de la forma $y=axe^{bx}$, con a y b como constantes calculadas mediante el método de mínimos cuadrados utilizando el software Statistica 8, de modo que:

$$S' = \frac{\frac{a}{b} \left[\left(e^{100b} \left(100 - \frac{1}{b} \right) + \left(\frac{1}{b} \right) \right) \right]}{5000}$$

Basado en la metodología propuesta por Martín-Vide (2003), se calculó el Índice de Gini para todas las estaciones que componen las cuatro zonas de estudio (Tabla 1.2) utilizando los porcentajes acumulados de días con precipitación y su respectivo acumulado, mostrando la concentración de la precipitación a lo largo del año.

El índice de Gini entre más cercano a la unidad significa una mayor irregularidad o concentración de la precipitación diaria a lo largo del año, y si se aproxima a cero significa que la precipitación se distribuye de manera casi uniforme.

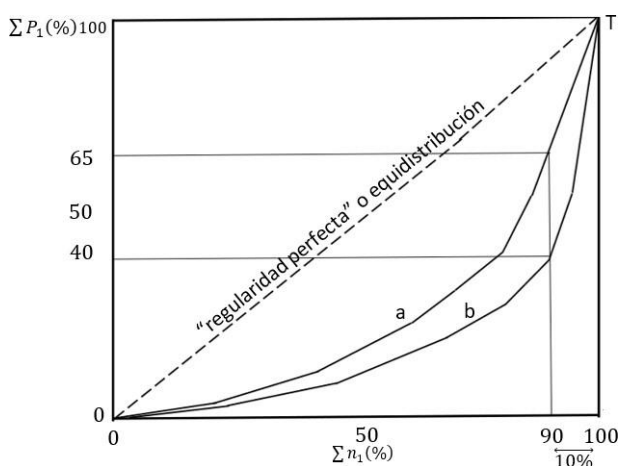


Figura 1.30. Cuevas de concentración o de Lorenz de dos observatorios ficticios (tomada de Martín-Vide, 2003).

En la Figura 1.31 se observa que el índice de Gini presenta valores más altos y negativos hacia el interior del Altiplano. Por ejemplo, la estación de Perote tiene valores por debajo de 0.5, lo que indica que la precipitación está distribuida de forma casi uniforme a lo largo del año, mientras que en el gráfico correspondiente a Libres los valores están por arriba de 0.5. No se puede declarar la existencia de una tendencia al decremento, ya que los valores presentados son muy pequeños.

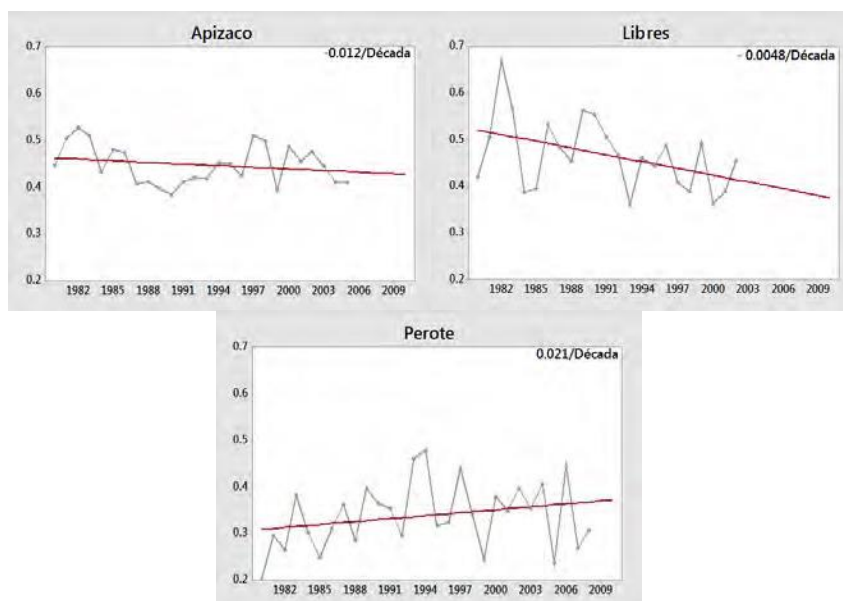


Figura 1.31. Índice de Gini. La línea gris muestra la concentración de precipitación y la línea roja representa su tendencia, para la región del Altiplano.

En el caso de la región montañosa, en la Figura 1.32 se ve que la mayoría de las estaciones muestran valores del índice de Gini inferiores a 0.5, lo cual indica que la precipitación está distribuida de manera cercana a la uniforme en la mayor parte de la región, exceptuando la estación de Las Vigas, que muestra valores cercanos a la unidad lo cual indica que la precipitación está concentrada en un corto periodo.

La tendencia del índice, muestra valores muy cercanos al cero, aunque señalan la existencia de un ligero decremento de éste a lo largo del periodo analizado.

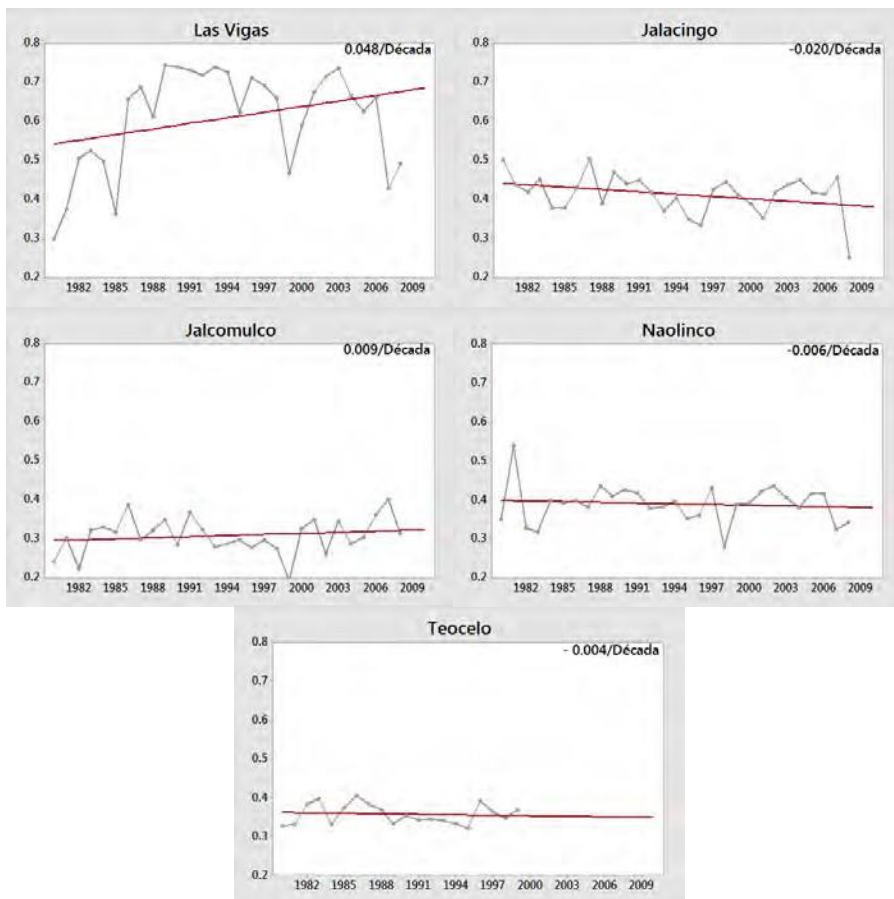


Figura 1.32. Similar a la Figura 1.31 pero ahora para la región montañosa.

En la planicie costera norte, todas las estaciones reflejan valores similares del índice de Gini, los cuales se encuentran entre 0.2 y 0.5 (Figura 1.33).

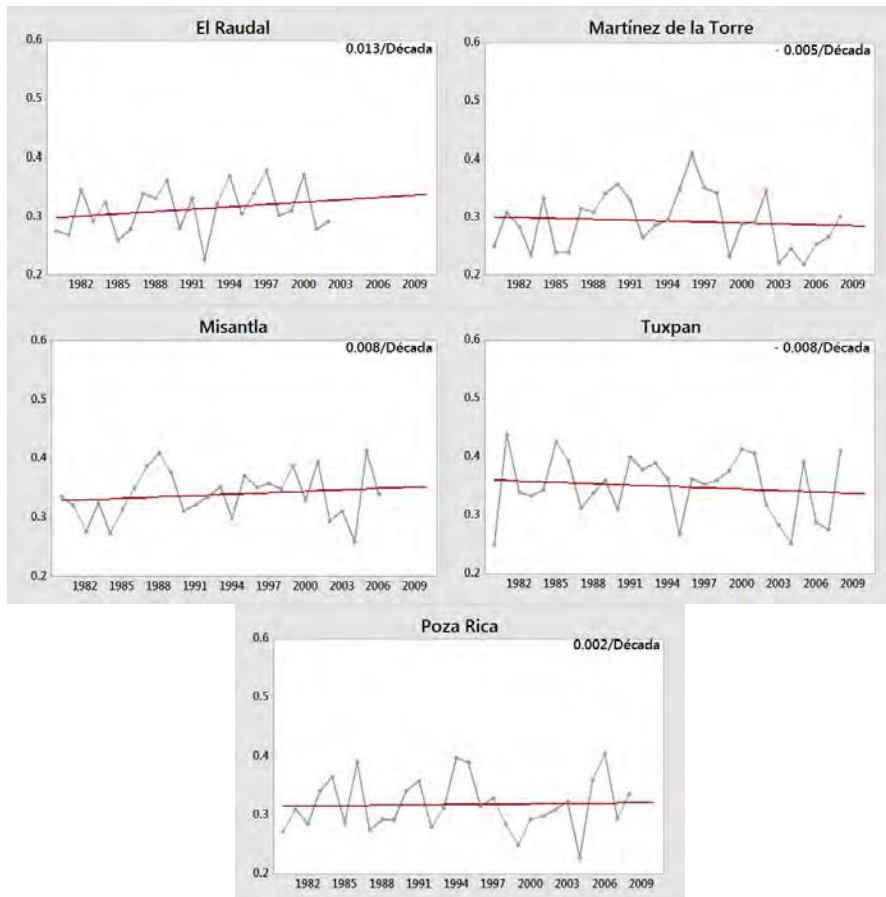


Figura 1.33. Similar a la Figura 1.31 pero ahora para la planicie costera norte.

Finalmente, en la planicie costera sur (Figura 1.34) los valores del índice de Gini se mantienen entre los 0.25 (Cotaxtla, 1985) y 0.60 (Paraíso Novillero, 2006). Las tendencias presentan valores muy pequeños, pero a diferencia de los otros casos, en todas las estaciones son positivas. Se esperaría que, de mantenerse en un futuro este comportamiento, la precipitación se iría acumulando solamente en una temporada del año.

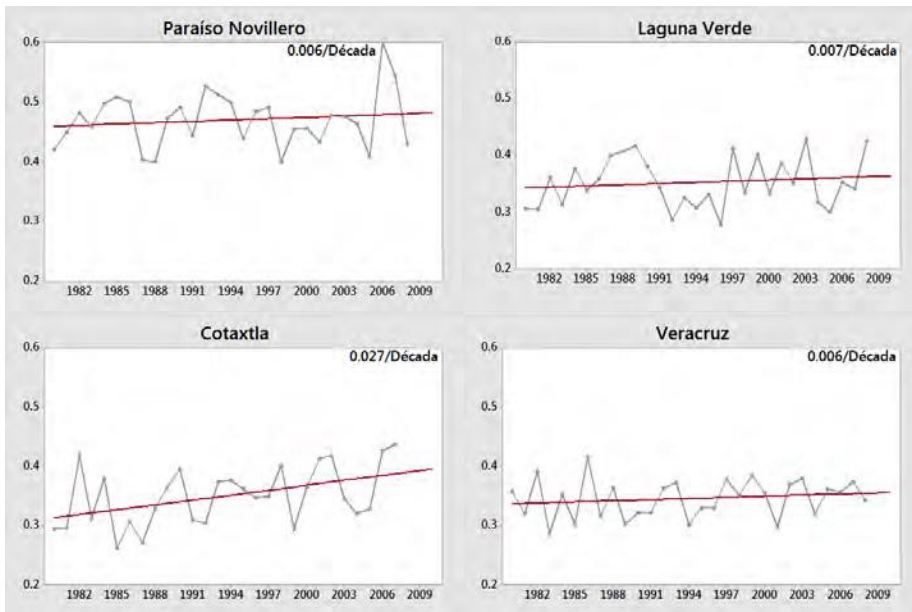


Figura 1.34. Similar a la Figura 1.31 pero ahora para la región costera central.

.2.

CICLOS DIURNOS Y CIRCULACIÓN LOCAL

La RCVGM es afectada por los sinópticos que ya se mencionaron anteriormente; vientos alisios, ciclones tropicales, frentes fríos, principalmente. Sin embargo, las circulaciones locales como la brisa marina y terral, entre otros, también juegan un papel importante en las condiciones meteorológicas. Una discusión amplia de estos fenómenos está en el trabajo de Pérez-Méndez et al (2019).

2.1 PRECIPITACIÓN Y CIRCULACIÓN LOCAL

Una caracterización del comportamiento de la brisa marina en la región costera del GoM, fue realizada por Limón-Ramírez (2016) utilizando la base de datos de *Reanalysis Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA) para el periodo 2008-2012.

Se encontró que los días con el mayor número de eventos de brisa sobre la costa del Golfo de México, ocurre durante el mes de julio (con 60% de los días con brisa). La porción sur presenta la máxima frecuencia de brisa de mar hacia el final del verano (septiembre) y desaparece en los meses junio a julio. Lo opuesto sucede en la porción norte y central. En toda la región comprendida en este trabajo, la duración diaria de la brisa marina es de aproximadamente 10 horas, siendo la hora de inicio a las 12 a 13 HL (Hora Local; aproximadamente

en verano 90 minutos más del tiempo solar) y finaliza alrededor de las 20 a 23 HL.

Sobre un punto en la región costera (19°43.6' N y 96°24' W), donde se ubica la CNLV, se realizó un estudio acerca de la influencia de la brisa terrenal y marina en las condiciones de estabilidad (Baruch, 2016). Los datos se obtuvieron de una torre meteorológica instalada en la Central Nucleoeléctrica que cuenta con sensores de temperatura, dirección y rapidez del viento a 10, 40 y 60 m de altura, los cuales generan datos cada hora. El período considerado corresponde a enero de 2014 a diciembre de 2015. La superficie alrededor de este sitio, se divide en dos secciones por una línea que va del nornoroeste al sureste; al este se encuentra el mar y al oeste, continente con una topografía irregular.

El análisis se realizó a partir de las categorías de estabilidad de Pasquill-Turner, las cuales se muestran en la Tabla 2.1, y la obtención del gradiente térmico vertical (dT/dz) promedio por cada rumbo del viento (Figura 2.1).

Tabla 2.1 Categorías de estabilidad de Pasquill-Turner.

CATEGORÍA DE ESTABILIDAD	GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL dT/dz (°C/100m)
A, extremadamente inestable	$dT/dz \leq -1.9$
B, moderadamente inestable	$-1.9 < dT/dz \leq -1.7$
C, ligeramente inestable	$-1.7 < dT/dz \leq -1.5$
D, neutro	$-1.5 < dT/dz \leq -0.5$
E, ligeramente estable	$-0.5 < dT/dz \leq 1.5$
F, moderadamente estable	$1.5 < dT/dz \leq 4.0$
G, extremadamente estable	$4.0 < dT/dz$

Se observó que el viento con dirección de NNW (nor-noroeste) a S (sur, flujo de viento que viene del mar) es dominado con una categoría de estabilidad neutra, y trae consigo un gradiente térmico vertical que permite un buen mezclado y, por lo tanto, una buena dispersión de contaminantes como lo planteó Jáuregui et al (1980). Los vientos con dirección ENE (este-noreste) a SE (sureste) presentan condiciones ligeramente inestables.

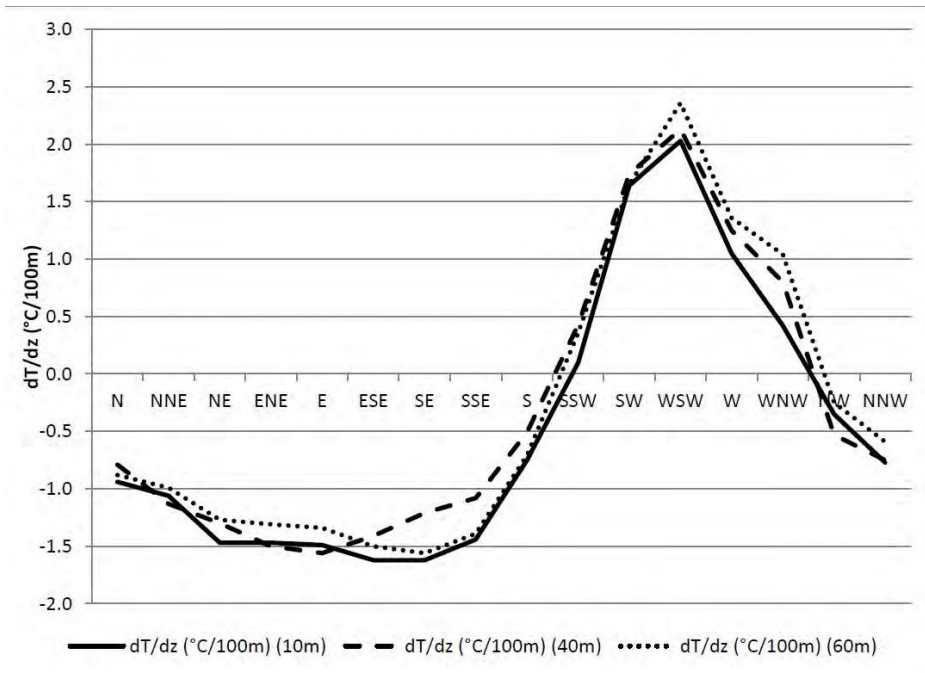


Figura 2.1. dT/dz ($^{\circ}C/100m$) promedio para los dieciséis rumbos de viento.

Por otro lado, para vientos provenientes del SSW (sur-suroeste) a NW (noroeste) la atmósfera se comporta ligeramente estable y se observan condiciones moderadamente estables para viento de dirección SW a WSW.

Según Jáuregui et al. (1975) y Tejeda et al. (1997), en el primer caso (de NNW a S) se muestra la brisa marina a nivel local. El segundo caso (SSW a NW) se debe a la brisa terrenal, flujo lento de aire menos cálido y húmedo en dirección del mar (Tejeda et al. 2004), ocasionando una disminución en las posibilidades de dispersión atmosférica, en comparación a la presencia de la brisa marina.

De la Tabla 2.2 se observa que de las 5 a las 9 HL, dominan las categorías E (50%), D (42%) y F (8%), lo que muestra la influencia de la brisa terrenal. En consecuencia la advección de aire más frío, que a nivel de superficie establece volúmenes de aire más densos, inhibe flujos ascendentes y da lugar a un débil intercambio de calor con la superficie.

De las 13 a las 18 HL dominan D (67%) y A (33%), lo cual se debe a la entrada de aire más cálido por la brisa marina, que alcanza su máxima intensidad a mediodía de acuerdo con Jáuregui et al. (1975).

En el período nocturno, de las 21 a las 23 HL continúa el efecto de la

brisa marina, sin embargo, es más débil ya que el terral comienza a imponerse, alcanzando su máximo a las 00 HL, tal como lo indican Tejeda et al. (1997), empezando entonces a dominar una atmósfera neutra a ligeramente estable y en consecuencia, poca actividad convectiva y disminución de la altura de la capa de mezcla.

El ciclo diurno de la precipitación para esta región se muestra en la Figura 2.2. Cerca del mediodía (13 HL) se observan lluvias ligeras (10 a 14 mm/hr) sobre la planicie costera; excepto en la zona entre los 19 y 20°N, donde los valores sobre las laderas de la SMO alcanzan 22 mm/hr (Figura 2.2a). En cuanto a la circulación local, se observa durante la tarde y principio de la noche un flujo de componente oeste en toda la RCVGM y un incremento de la intensidad de los vientos (Figuras 2.3a y b). Este flujo de aire húmedo es forzado a ascender sobre las barreras montañosas, lo que resulta en un incremento de la precipitación en las laderas de la SMO para estas horas entre 34 a 38 mm/hr (Figuras 2.2 b y c). La interacción entre barreras montañosas y el flujo de aire marítimo también se ha observado en regiones de Asia tropical, oeste de África, así como en la región costera oeste de Colombia y se ha llegado a la conclusión de que juega un papel importante en el inicio de la convección (Oki y Musiake, 1994; Ohsawa et al. 2001; Qian, 2008; Reed y Jaffed, 1981 y Mapes et al. 2003). Sobre Taiwán (sur de Asia), la contribución de la lluvia orográfica durante el verano es mayor durante la tarde en comparación con lo observado durante la mañana (Chen et al. 1999). En la isla de Nueva Guinea los vientos asociados a la brisa de mar ascienden al pie de las montañas y permiten el inicio de la convección durante la tarde (Sato et al. 2009). Lo mismo sucede en la región del Tíbet, con valores mayores de precipitación durante la tarde sobre las regiones montañosas (Singh y Nakamura, 2009).

Tabla 2.2. Categorías de estabilidad mediante el régimen de brisas de enero a diciembre en Laguna Verde.

	5-9 HL		13-18 HL		21-23 HL	
Mes	Viento Dominante	Categoría de Estabilidad Dominante	Viento Dominante	Categoría de Estabilidad Dominante	Viento Dominante	Categoría de Estabilidad Dominante

Ene	NNW	D	N	D	NNW	E
Feb	NNW	D & E	N	D	NNW	D & E
Mar	NNW	E	N	D	NNW	E
Abr	SW	E	SE	D	SSW	E
May	SW	E	SE	D	SSW	D
Jun	SW	E	SE	D & A	SW	E
Jul	SW	E	SE	D & A	SW	E
Ago	SW	F	SE	A	SW	E
Sep	SW	E	N	D & A	SW	E
Oct	NNW	D	N	D	NNW & SW	D & E
Nov	NNW	D	N	D	NNW	D
Dic	SW	D	N	D	NNW	D

La precipitación comienza a disminuir a las 22 HL sobre la pendiente de la sierra (Figura 2.2d), mientras que en la zona costera se incrementa ligeramente, en comparación con lo observado en horas anteriores.

Para la 01 HL se ocurre una disminución en la intensidad del viento sobre continente (Figura 2.3c), los valores máximos de precipitación aumentan en la planicie costera (Figura 2.2e) y en los primeros 100 km (aproximadamente) sobre el GoM a partir de la línea de costa. En las costas del conjunto de islas y penínsulas Indonesia –Malasia que conforman el Continente Marítimo, Asia tropical y región costera pacífica de Colombia, se ha reportado un comportamiento similar durante la madrugada (Houze et al. 1981; Ohsawa et al. 2001 y Mapes et al. 2003).

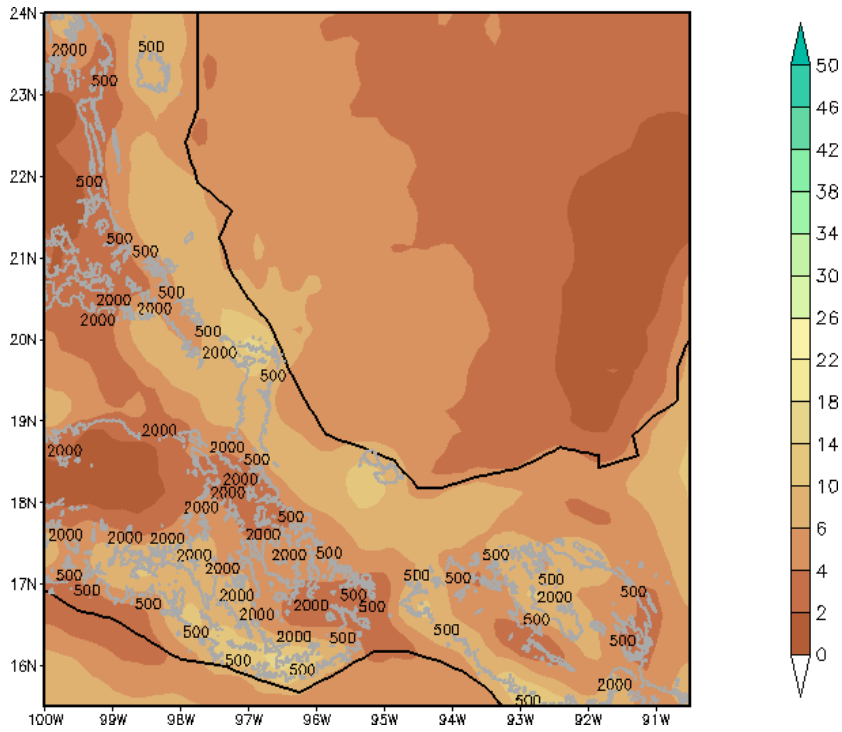
Para las 04 HL (Figura 2.2f) se observa un desplazamiento hacia el norte del área de máxima precipitación y una expansión hacia el GoM. El incremento de la precipitación en la región costera durante la madrugada, posiblemente resulte de la convergencia entre vientos provenientes de continente (brisa terrenal) y el flujo medio de los vientos alisios en la línea de costa (Figura 2.4).

Según Sato et al. (2009) la convergencia entre la brisa terrenal y los vientos provenientes del este sobre el noreste de Australia, permiten la aparición de una zona de convergencia durante la madrugada. Houze et al. (1981) encontraron que la convergencia centrada en la línea de costa de la isla de Borneo es producto de la interacción entre la brisa terrenal y el flujo asociado al monzón de Asia. Según Qian (2008) esto se

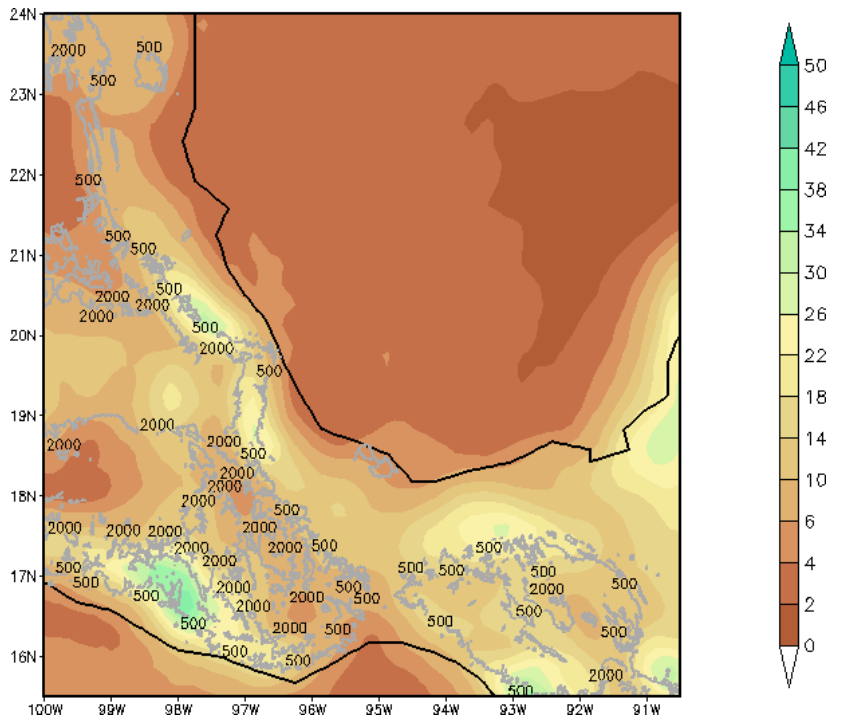
presenta en general sobre las costas de las islas que conforman el Continente Marítimo. Sobre Asia tropical el máximo de precipitación observado en la noche y madrugada en costa, se debe a la convergencia del viento proveniente de continente y flujo del este (Ohsawa et al. 2001).

Durante las primeras horas del día (07-10 HL; Figuras 2.2g y h), el área de máxima precipitación continúa moviéndose hacia el norte y paralela a la costa. Este desplazamiento probablemente sea resultado de los vientos asociados al CLLJ, que para esta hora presenta una marcada componente norte, en comparación con lo observado al principio de la madrugada (Figura 2.5). Este núcleo de máxima precipitación desaparece conforme se desplaza hacia el norte durante el mediodía (13 HL, Figura 2.2a). De acuerdo a Houze et al. (1981) el movimiento de la nubosidad hacia el oeste-noroeste en Borneo (Sur de Asia), es similar a la dirección del flujo en niveles altos (300 HPa).

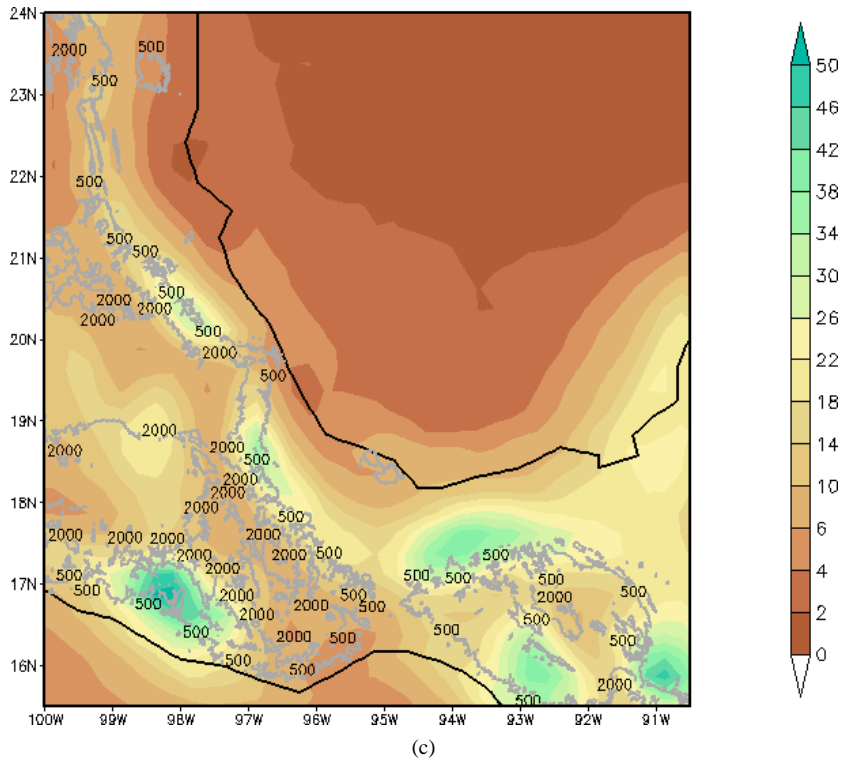
La precipitación sobre el continente presenta un máximo a las 16-19 HL y un mínimo a las 10 HL (Figura 2.6), mientras que en el GoM se alcanza un máximo entre a las 04 y 07 HL y un mínimo pasado el mediodía (16 HL). En resumen, se recibe más precipitación sobre el continente al final de la tarde, mientras que en el GoM durante la madrugada. En otras regiones tropicales de Asia, y América, así como en la región costera del Continente Marítimo y oeste de Colombia, ocurre algo similar (Oki y Musiaka, 1994; Garreaud y Wallace, 1997; Ohsawa et al. 2001; Yang y Slingo, 2001; Sorooshian et al. 2002; Mapes et al. 2003; Kousky et al. 2006 y Qian, 2008).

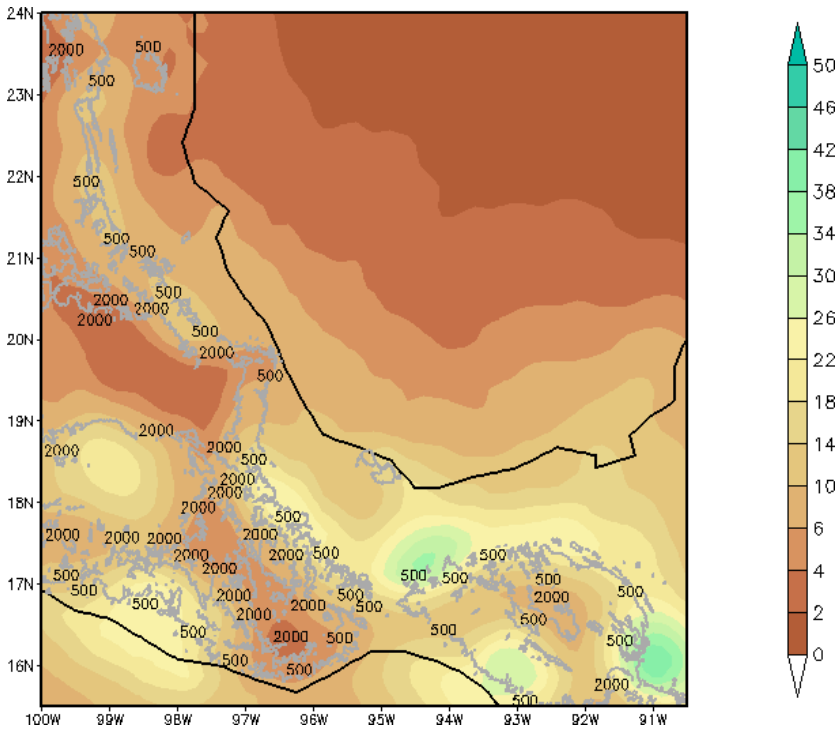


(a)

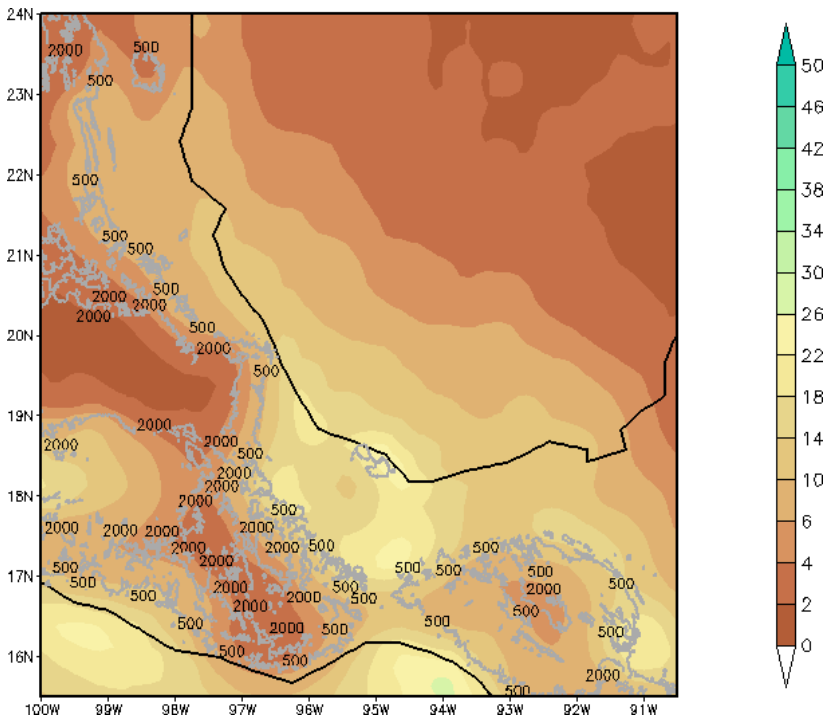


(b)

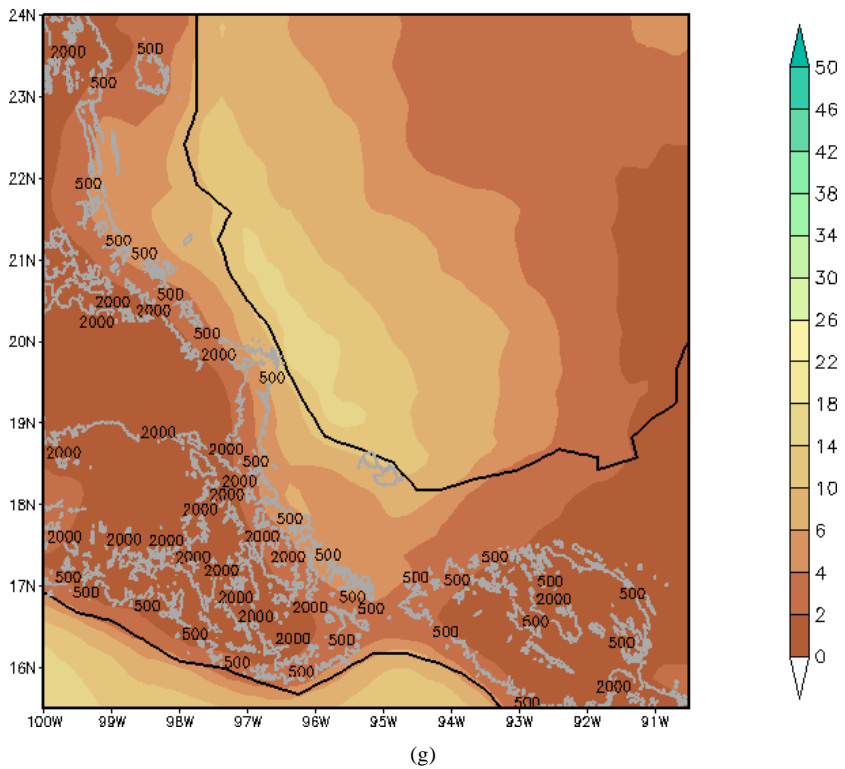
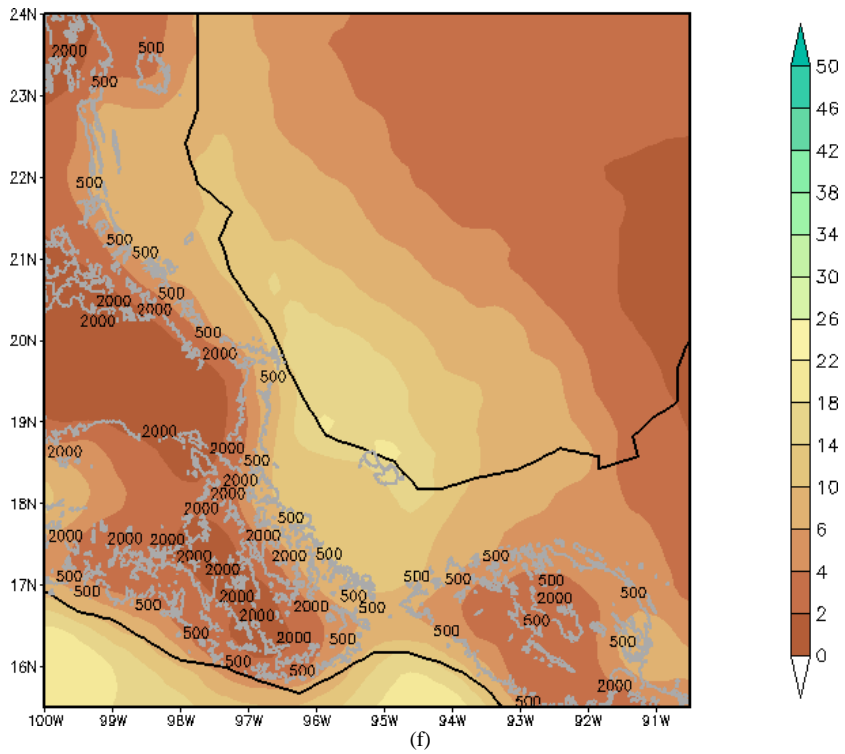


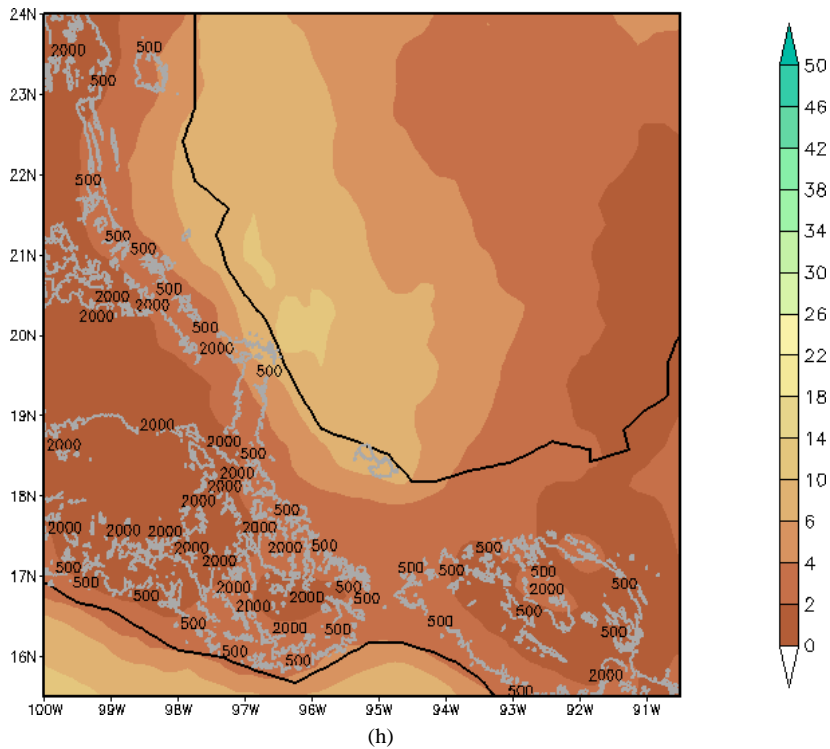


(d)



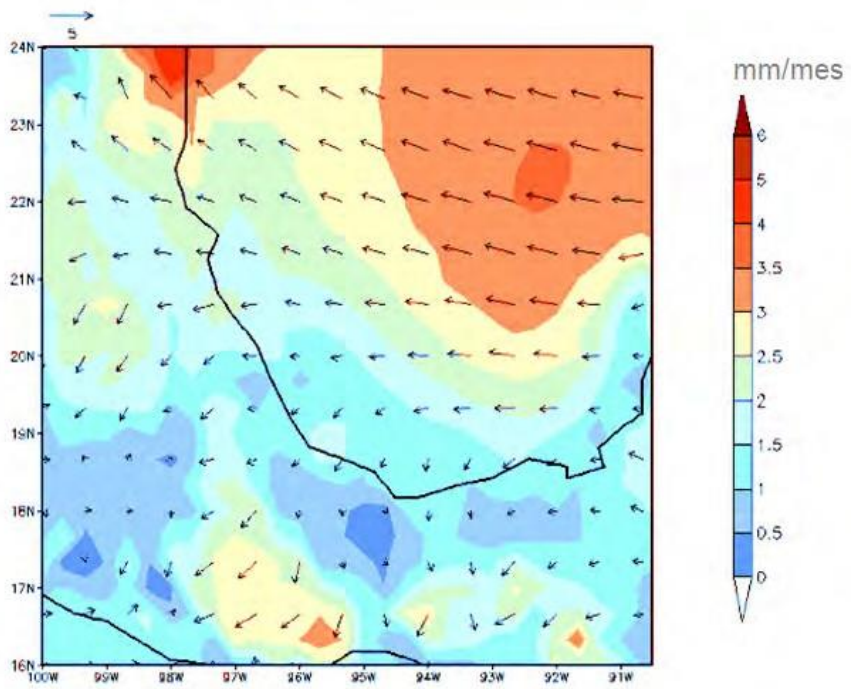
(e)



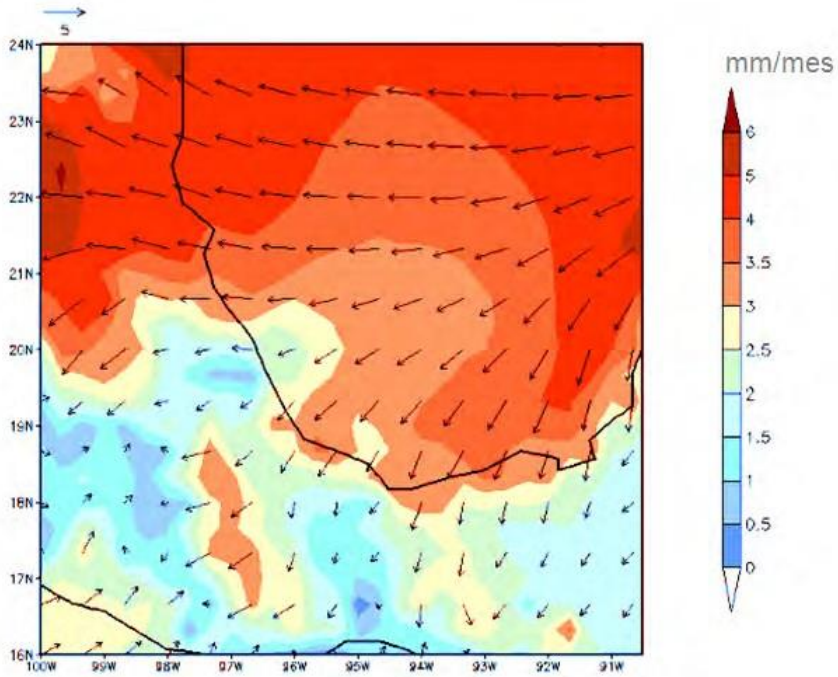


(h)

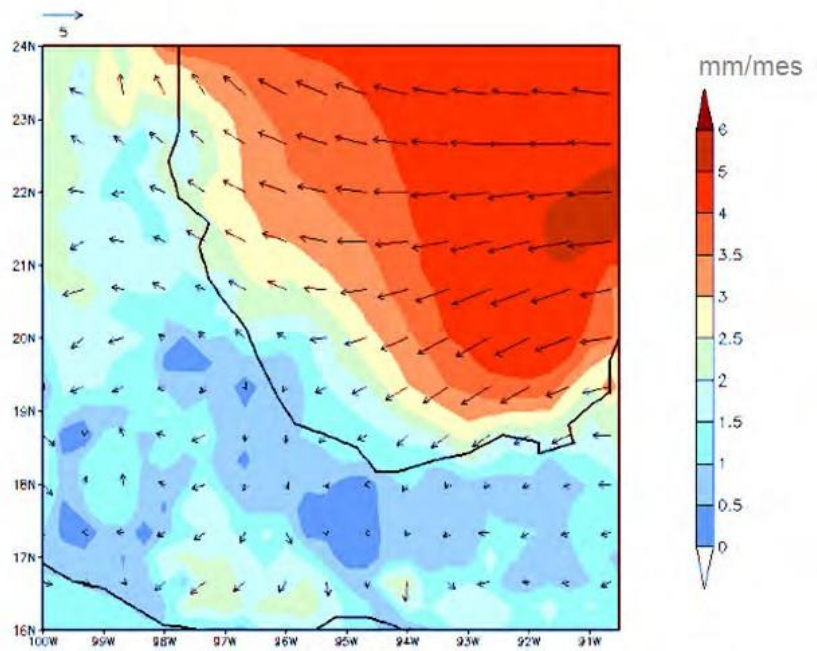
Figura 2.2. Variación diaria de la precipitación en mm/hr durante el verano dentro de periodo 1998-2015, para las (a) 13 HL, (b) 16 HL, (c) 19 HL, (d) 22 HL, (e) 01 HL, (f) 4 HL, (g) 07 HL y (h) 10 HL. Utilizando datos CMORPH a una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.



(a)

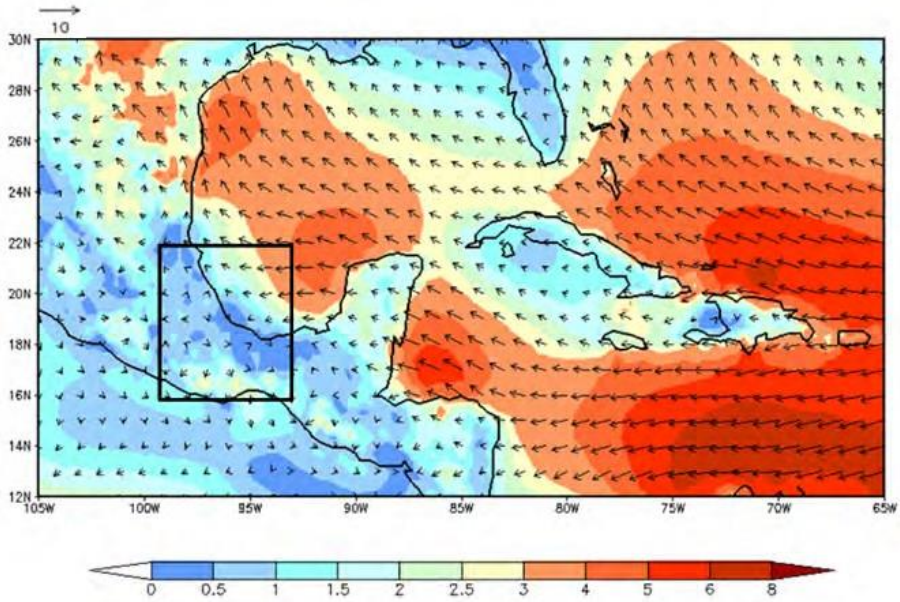


(b)

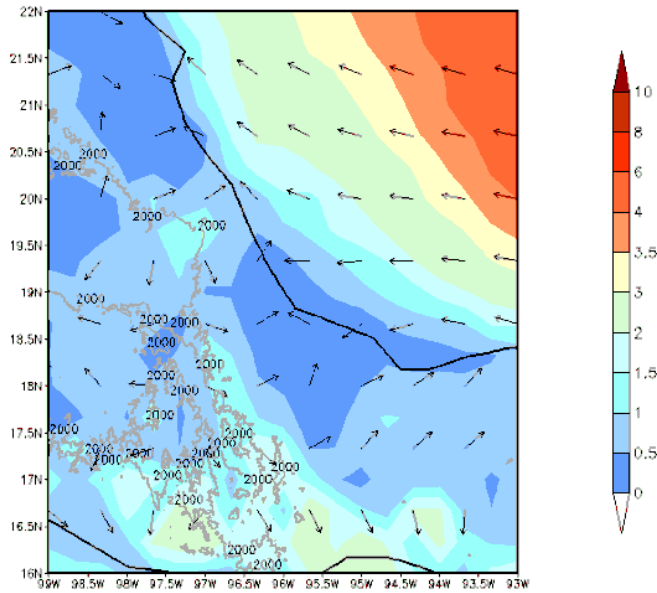


(c)

Figura 2.3. Campo medio del viento (m/s) a 10m para las (a) 13 HL, (b) 19 HL y (c) 01 HL utilizando datos reanálisis NARR para periodo 1979-2012.



(a)



(b)

Figura 2.4. Campo medio del viento (m/s) a 10m para las 04 HL (a) en la región del Golfo de México y (b) en la zona marcada en (a). A partir de datos de reanálisis NARR para el periodo 1979-2012. Para una mejor representación, los vectores en (b) corresponden únicamente a la dirección del viento, la magnitud es indicada por los contornos sombreados.

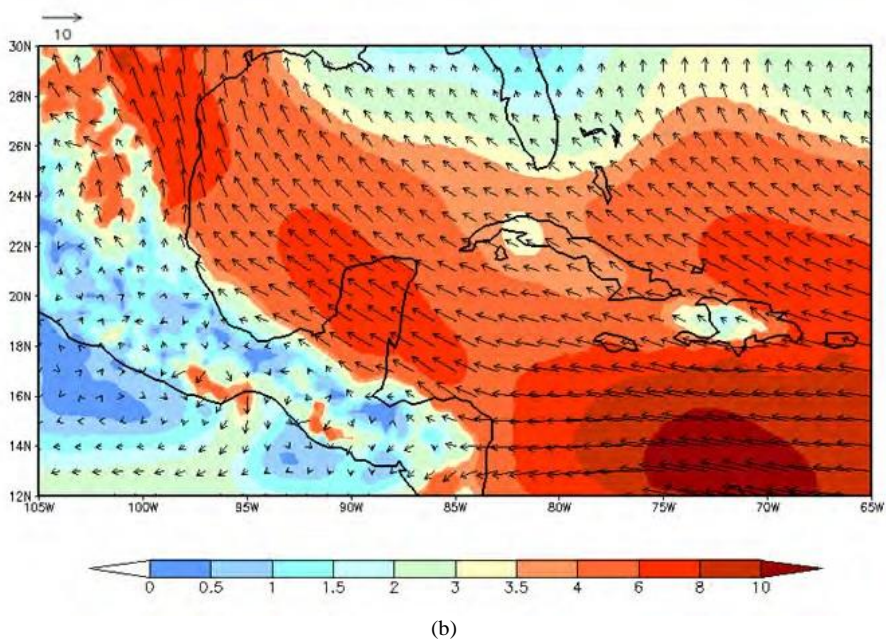
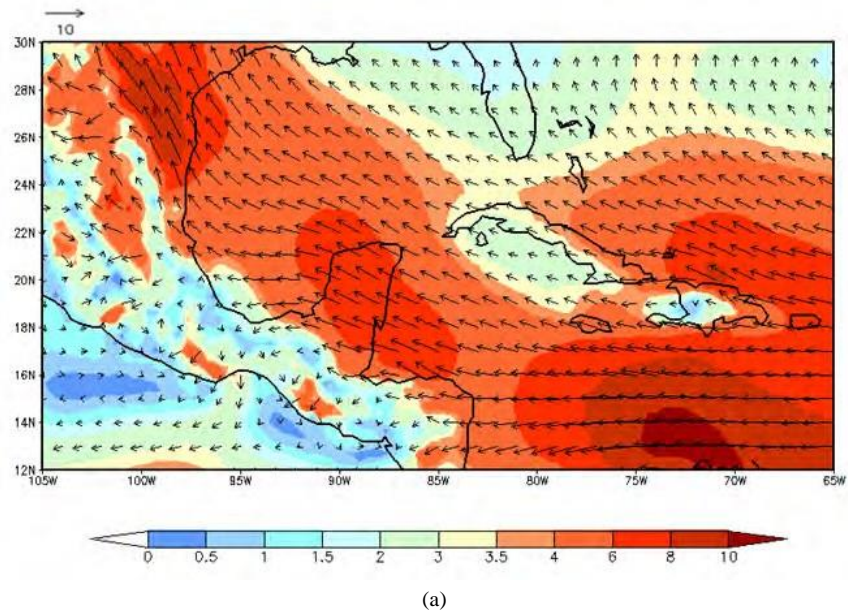


Figura 2.5. Campo medio (1979-2012) del viento a 10m para la región del Golfo de México a) 01 HL y b) 07 HL partir de datos de reanálisis NARR.

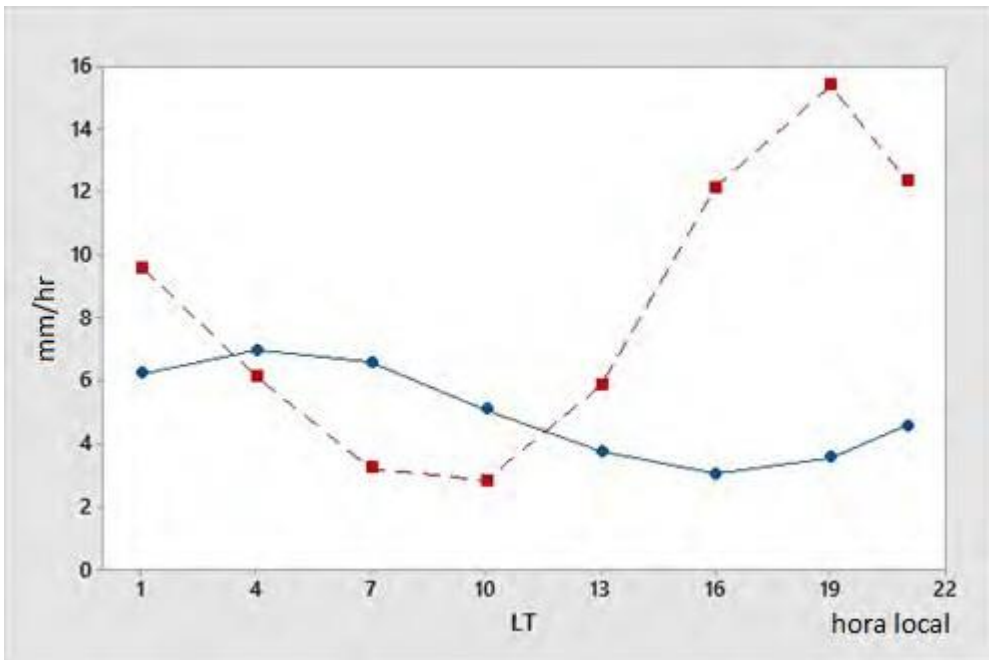


Figura 2.6. Variación diurna de la precipitación (mm/hr) en la RGM para verano en continente (punteada) y océano (sólida). Considerando el periodo 1998-2015.

2.2 CASO DE ESTUDIO DURANTE LA TEMPORADA DE INVERNO

Con el fin de documentar el comportamiento de algunas variables meteorológicas durante un evento típico de la temporada invernal (frente frío, FF) en la RCVGM, se realizó en la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde ($19^{\circ}43.6' N$ y $96^{\circ}24' W$ y 10 msnm) una campaña de mediciones utilizando un sodar meteorológico (marca ASC modelo 4000 Minisodar). Sobre un sitio en la montaña, específicamente la ciudad de Xalapa ($19.55^{\circ}N$, $96.92^{\circ}W$ y 1360 msnm), se realizaron mediciones a través de sondeos con globo cautivo. Ambas campañas se llevaron a cabo del 30 de noviembre al 8 de diciembre del 2011.

El FF no. 17 de la temporada invernal 2011 ingresó al territorio mexicano el día 3 de diciembre del 2011. El día 5 de diciembre se ubicaba en la porción norte de la RCVGM, durante el día 6 de diciembre avanzó hacia la RCVGM y permaneció estacionario en la porción central de ésta debido a la interacción con la SMO. Para el día 7 de diciembre se ubicaba en la porción sur de la RCVGM, dejando la región bajo la influencia de la masa de aire frío.

Un día anterior al paso del FF (5 de diciembre), se observa que la marcha diurna de la temperatura sigue un comportamiento típico, con

un mínimo hacia las horas de la mañana y un máximo alrededor de las 15 HL. A partir del mediodía del 6 de diciembre empieza un descenso de la temperatura en el sitio costero y montaña. Este comportamiento continúa durante el día siguiente (07 de diciembre) cuando la masa de aire polar se encuentra en la porción sur de la región (Figura 2.7).

Se observa un incremento de la presión atmosférica el 5 de diciembre asociado al sistema de alta presión que acompaña el sistema frontal (Figura 2.8), comportamiento que continua tres días posteriores. Conforme la masa de aire polar se mueve hacia el territorio, ingresa aire más seco, en comparación con lo observado días anteriores. Este aire seco parece invadir primero la región costera (10 hora local) y por la tarde la región montañosa (Figura 2.9; 15 hora local).

Con respecto a la velocidad del viento, un día antes del FF ambos sitios presentan durante la mañana viento de dirección sur, mientras que para la tarde (18 horas) el viento se torna del noroeste sobre la costa y del sureste en el sitio de montaña. Para el día 6 de diciembre, durante el paso del frente frío los vientos provienen del norte en el sitio costero, mientras que en Xalapa continúan del sur. Para el 7 de diciembre el FF se desplazó hacia el sur de la RCVGM y ambos lugares presentan viento del norte. Sobre el punto costero se observa viento de mayor intensidad en comparación con el sitio de montaña (Figura 2.10).

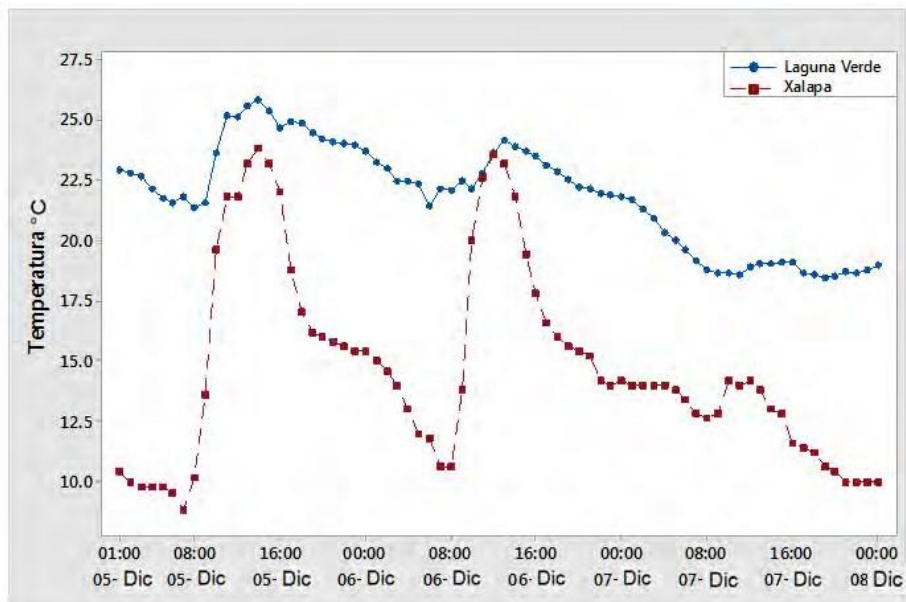


Figura 2.7. Marcha de la temperatura (°C) antes y durante el frente frío no. 17.

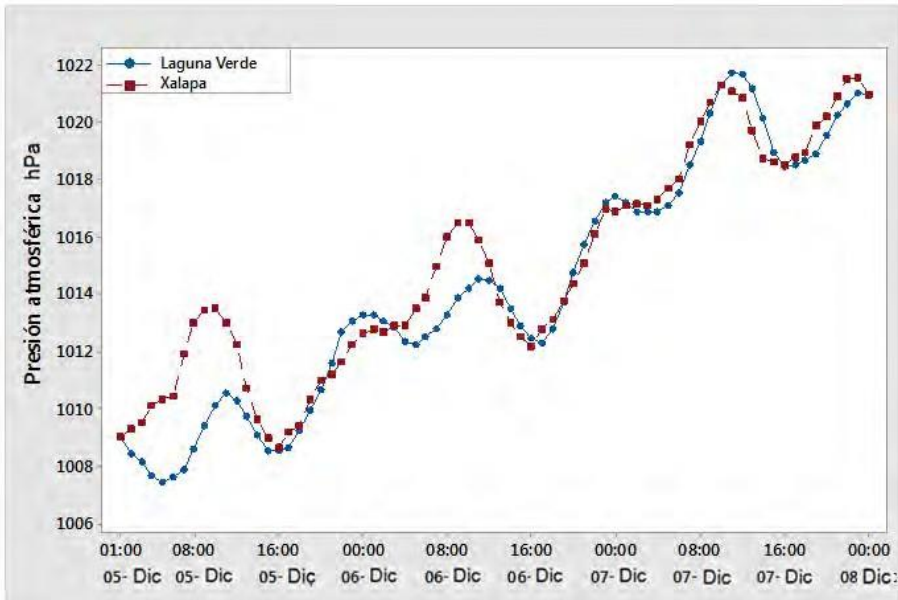


Figura 2.8. Marcha de presión atmosférica reducida al nivel del mar (hPa) antes y durante el frente frío no. 17.

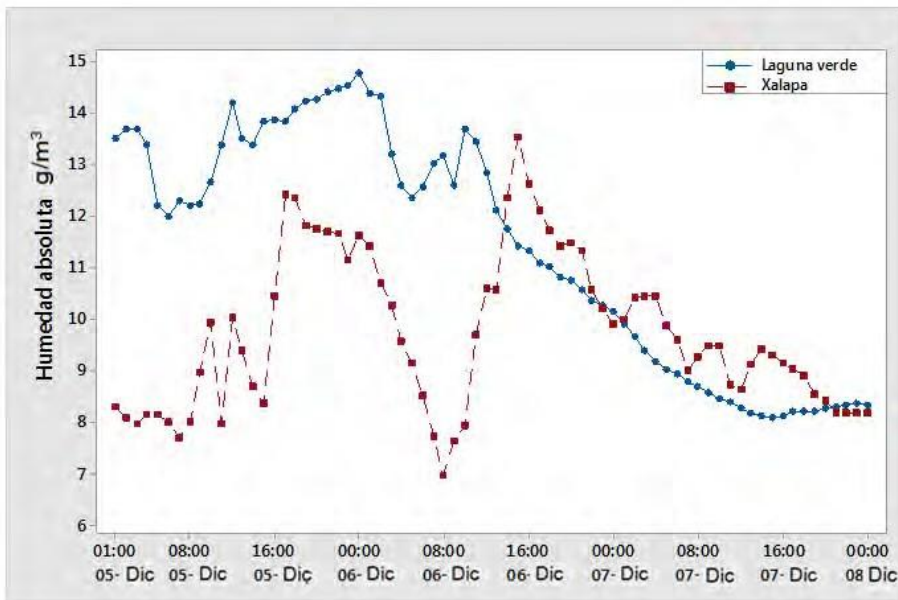


Figura 2.9. Marcha de humedad absoluta (g/m³) antes y durante el frente frío no. 17.

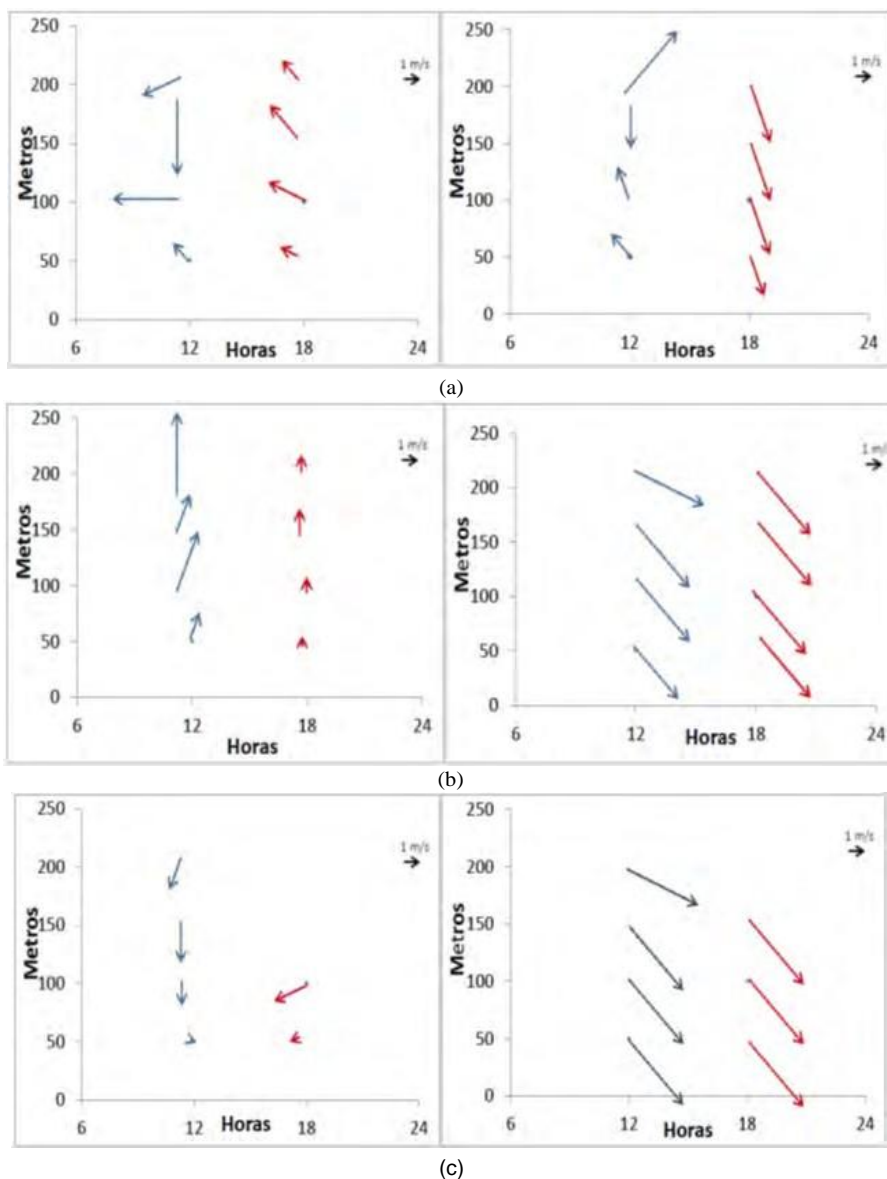


Figura 2.10. Comportamiento del viento horizontal con la altura para Xalapa (izquierda) y Laguna Verde (derecha), (a) un día días antes del frente frío, (b) día del frente frío y (c) sobre la porción de la RCVGM.

2.3 CASO DE ESTUDIO DURANTE LA TEMPORADA DE VERANO

Para conocer las condiciones de verano en la RCVGM, se realizó una campaña de mediciones entre el 28 de junio y el 3 de julio del 2015 en la porción central de ésta. Se obtuvo información de variables

meteorológicas en la región montañosa, laderas de la porción central de la SMO y planicie costera (Figura 1.1a y b). Con el propósito de contar con un mayor número de observaciones que permitan el análisis de las condiciones en superficie, se reunieron datos de diversas fuentes, las cuales se enlistan a continuación y se ubican en la Figura 2.11:

- Red Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional (SMN).
- Red de estaciones Wunderground.
- Estaciones instaladas por el Instituto de Geografía de la UNAM.
- Estaciones instaladas por la Universidad Veracruzana.
- Datos metares.

Durante esta campaña también se realizaron sondeos mediante sensores acoplados y programados en una tarjeta (computadora u ordenador de placa reducida) Raspberry Pi, y elevados mediante dron (Figura 2.12). De este modo fue posible obtener información de las condiciones de la atmósfera en altura, para el punto de medición más cercano a la costa (señalado con un círculo en la Figura 2.11). A continuación se describe los principales resultados obtenidos durante la campaña de mediciones ya mencionada.

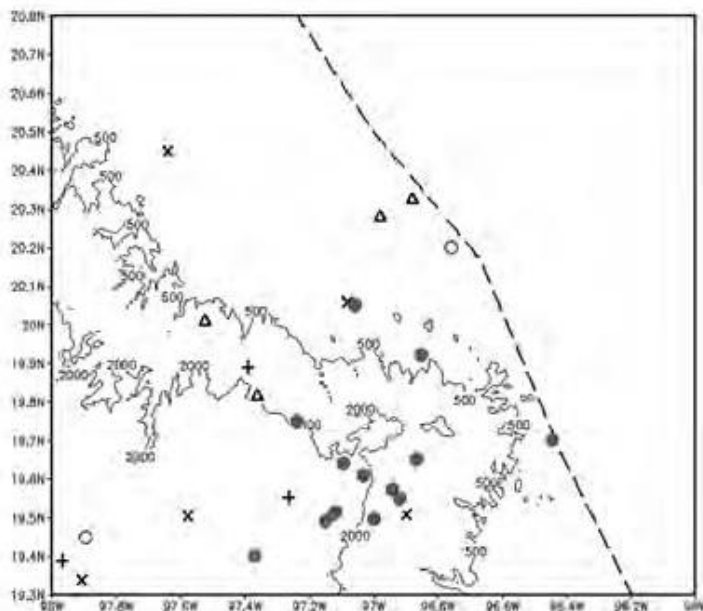


Figura 2.11. Sitios de medición durante la campaña de 2015. Red estaciones automáticas (+ estaciones instaladas por el Instituto de Geografía de la UNAM (círculos), estaciones instaladas por la Universidad Veracruzana (círculos negros), puntos de medición durante la campaña de verano (triángulos) y red estaciones Wunderground (x). El punto donde se realizó el sondeo se encuentra señalado con un círculo.



Figura 2.12 Dron Dji F550 utilizado para realizar sondeos durante la campaña de mediciones del 28 de junio al 3 de julio de 2015.

2.3.1 Ciclos diarios

En la Figura 2.13 se muestran las observaciones de la rapidez y dirección del viento en superficie del 29 de junio al 2 de julio 2015.

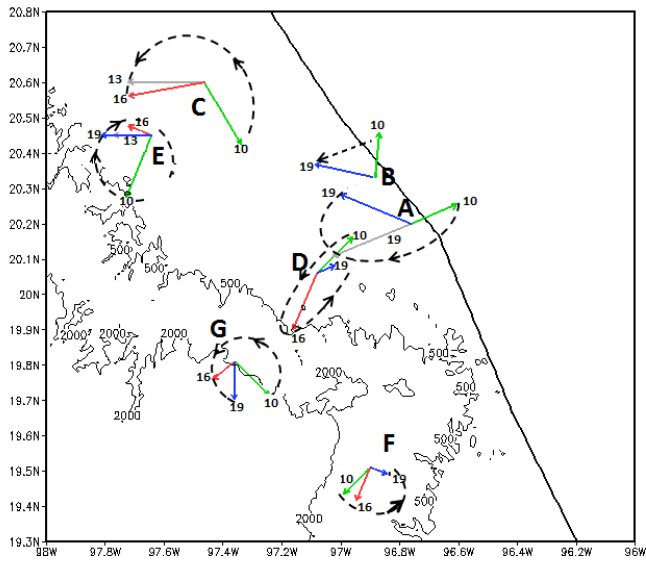
Para el día 29 de junio a las 10 HL (Figura 2.13a), sobre la planicie costera (puntos A y B) aún se observa vientos de continente a océano, asociados a la brisa terrenal, excepto en el punto C donde el viento es de dirección norte. En los puntos E y F (pie de la montaña y sobre ésta, respectivamente) se presentan movimientos cuesta arriba sobre la SMO, relacionados con el patrón de la brisa de valle. En la cima (punto G) el viento sopla paralelo a la pendiente. Para el mediodía y tarde (13 HL y 16 HL) ocurre un cambio importante debido a la brisa marina. Sobre la cima de la montaña, alrededor de 120 km de la costa, se observa de dirección este. Al final de la tarde (19 HL) parece estar todavía presente la brisa marina. En los puntos F y D (estribaciones y pie de la SMO, respectivamente) los vientos muestran una dirección cuesta abajo de la SMO y fluyen en contra del flujo del este. Esto mismo fue observado por Fitzjarrald (1986).

A las 10 HL del día 30 de junio (Figura 2.13b), los vientos sobre la costa (puntos A, B y C) reflejan la presencia de la brisa terral, aunque de menor rapidez en comparación que el día anterior. Debe notarse cómo en la cima de la SMO (punto G) el movimiento, al igual que el día anterior, es paralelo a la cadena montañosa. Para las 13 y 16 HL el flujo está asociado a la brisa marina. Para las 19 HL los vientos muestran una dirección hacia el este. De acuerdo con Fitzjarrald (1986), durante la tarde resulta difícil distinguir entre las brisas terral y de montaña. En el punto C, por el contrario, el viento presenta una componente oeste.

Durante la mañana (10 HL) del día 01 de julio (Figura 2.13c), se observa en los puntos más cercanos a la costa (A y B) la presencia de la brisa terral. Sobre la pendiente, el viento sopla paralelo a la SMO (punto F). Para las horas de la tarde (13 y 16 HL) el flujo se torna hacia oeste, excepto en el punto D donde sopla paralelo a la cadena montañosa. Al final de la tarde (19 HL) se observa el viento con componente oeste en todos los sitios donde se realizaron registros.

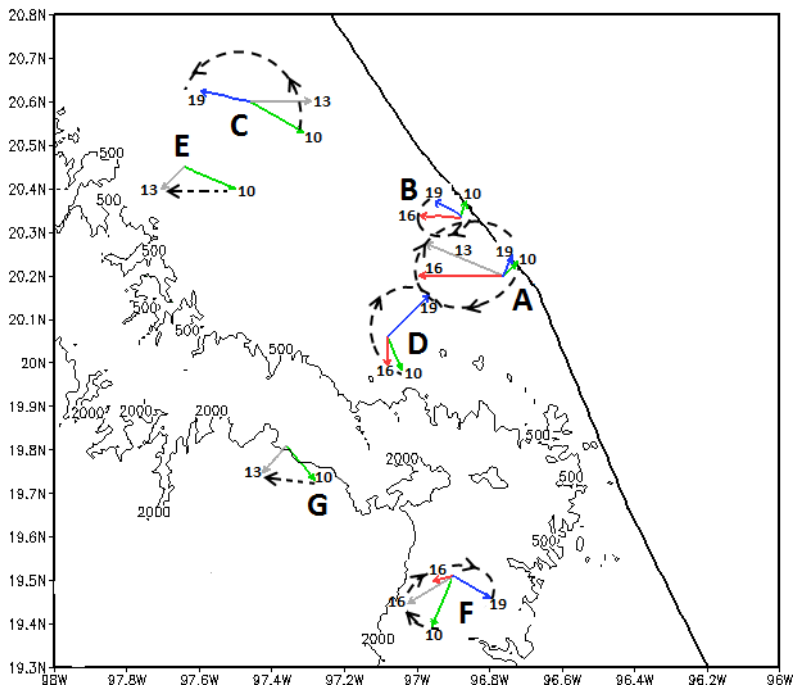
Para el día 02 de julio (Figura 2.13d), durante la mañana (10 HL) la brisa terral se ubica sobre la costa. En la cima de la sierra (punto G) el viento sopla paralelo a la montaña, pero en sentido contrario en comparación con los días anteriores. Hacia las horas de la tarde y principio de la noche (13-19 HL), en general prevalecen vientos de dirección este. Los puntos D, G y F conforman una corriente hacia el suroeste. De acuerdo a Mosiño y García (1974) los vientos alisios al interactuar con la barrera montañosa en esta zona son desviados hacia el sur, como se muestra en la Figura 2.13d.

→
1



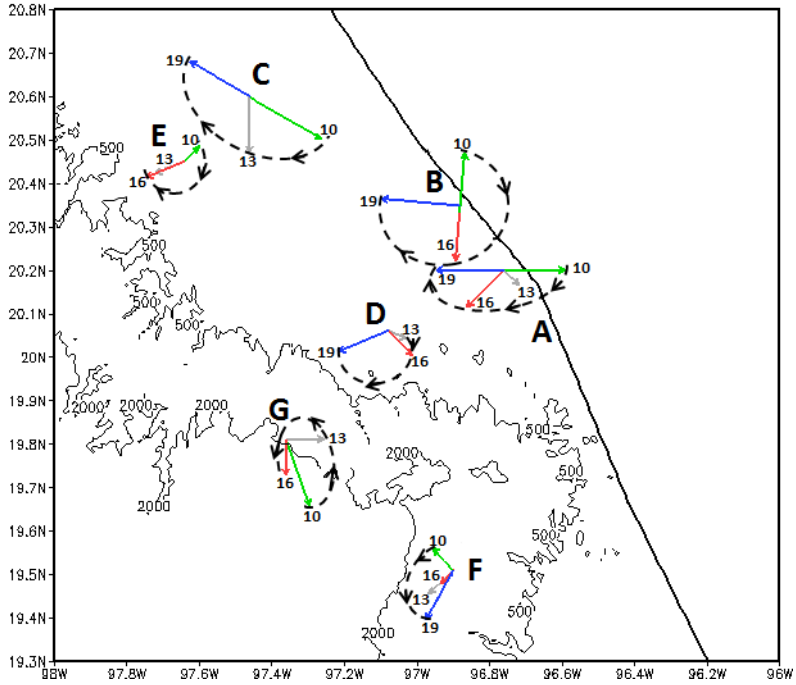
(a)

→
1



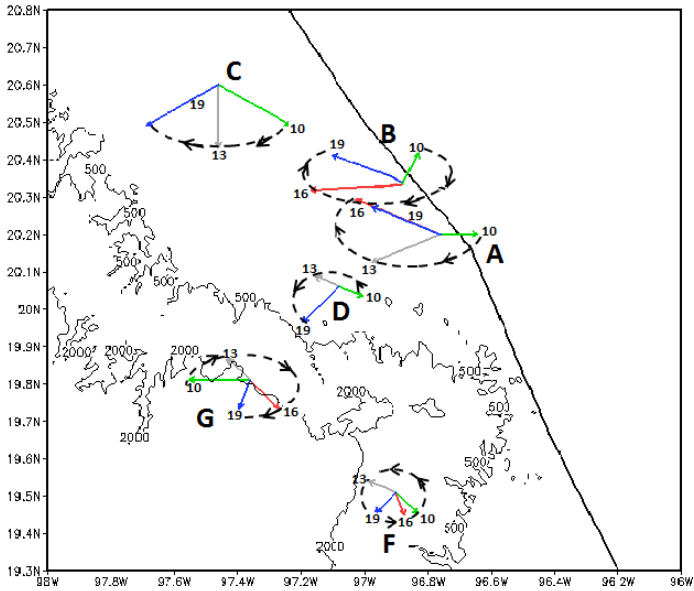
(b)

→
1



(c)

→
1



(d)

Figura 2.13. Viento en superficie (m/s). Los números en los extremos de los vectores indican la hora local. Para los días (a) 29 de junio, (b) 30 de junio, (c) 01 de julio y (d) 02 de julio del 2015.

2.3.2 Temperatura y humedad en la vertical

Del 28 de junio al 3 de julio, el comportamiento medio de la atmósfera estuvo condicionado por factores locales, puesto que no se presentó alguna perturbación de escala sinóptica. Para mostrar la variación diurna de los patrones de humedad absoluta (Figura 2.14) y temperatura (Figura 2.15) en los primeros metros de la atmósfera con las condiciones meteorológicas mencionadas, se realizaron sondeos el día 29 de junio en el sitio costero marcado con un círculo en la Figura 2.11.

Para las 07 HL en los primeros 600 metros de la atmósfera, se observan ligeros cambios de la humedad absoluta en la vertical (en comparación con horas posteriores; Figura 2.14), junto con condiciones de estabilidad en los 150 metros (Figura 2.15) remanentes de la capa estable formada durante el periodo nocturno (Oke, 1987).

Al incrementarse la temperatura en superficie, unas horas después de la salida del sol (10 HL), se desarrolla en los primeros 250 metros una capa de mezcla (Figura 2.14a). Además, la capa de inversión observada a las 07 HL es modificada por condiciones de inestabilidad (0 a 250 metros). La capa entre 250 y 600 metros presenta condiciones de neutralidad (Figura 2.15a). La capa de mezcla formada durante la mañana es interrumpida por una capa relativamente seca entre 100 - 200 metros; sin embargo, al principio de la noche (19 HL; Figura 2.14b) ésta se restaura desde los 0 a 400 metros de altura.

Condiciones de inestabilidad predominan de las 10 a 19 HL, con un incremento de la temperatura en la mañana y el medio día (10 - 13 HL). Posteriormente se observa una disminución de ésta a finales de la tarde (19 HL; Figura 2.15b).

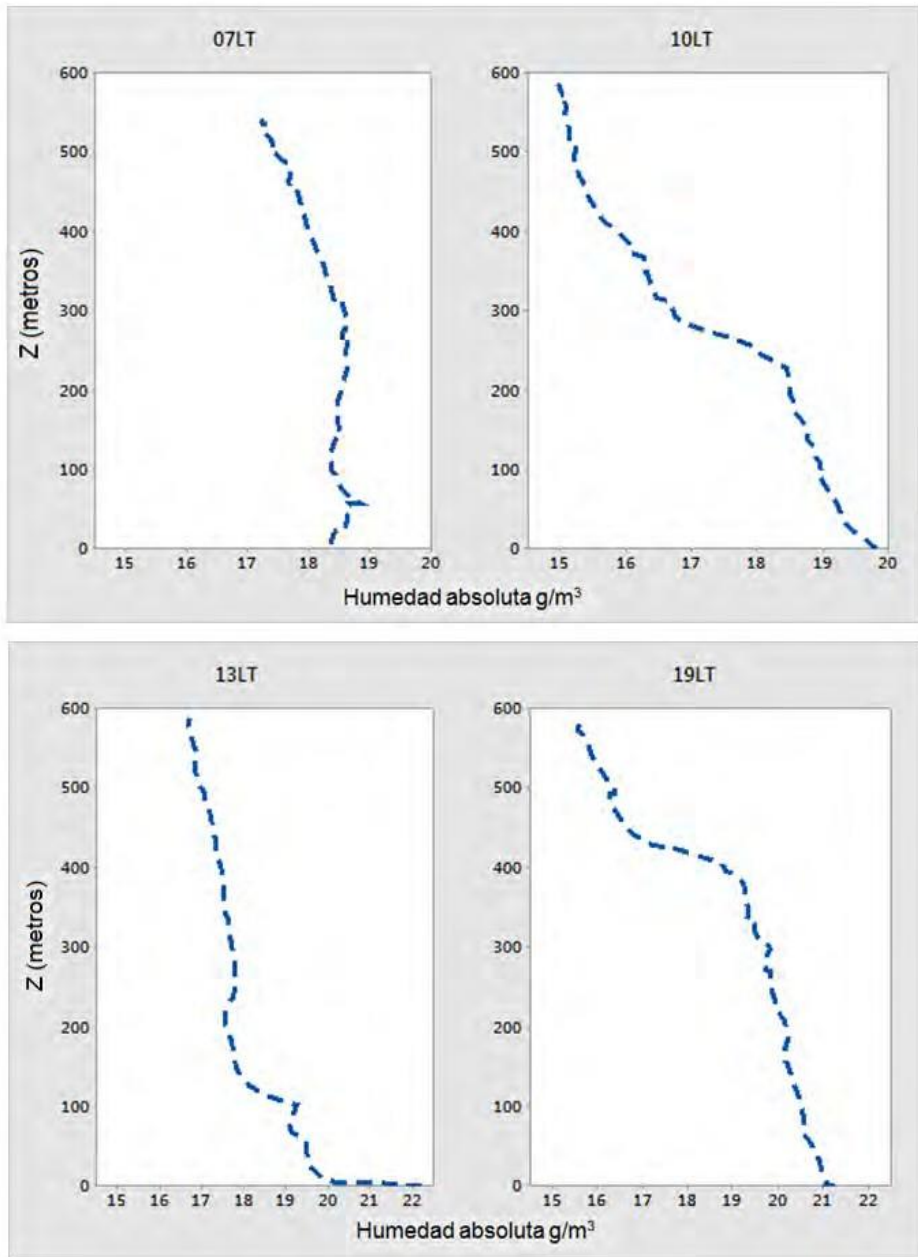


Figura 2.14. Humedad absoluta en g/m^3 para el sitio costero marcado con un círculo en la Figura 2.11. 28 de junio al 3 de julio 2015.

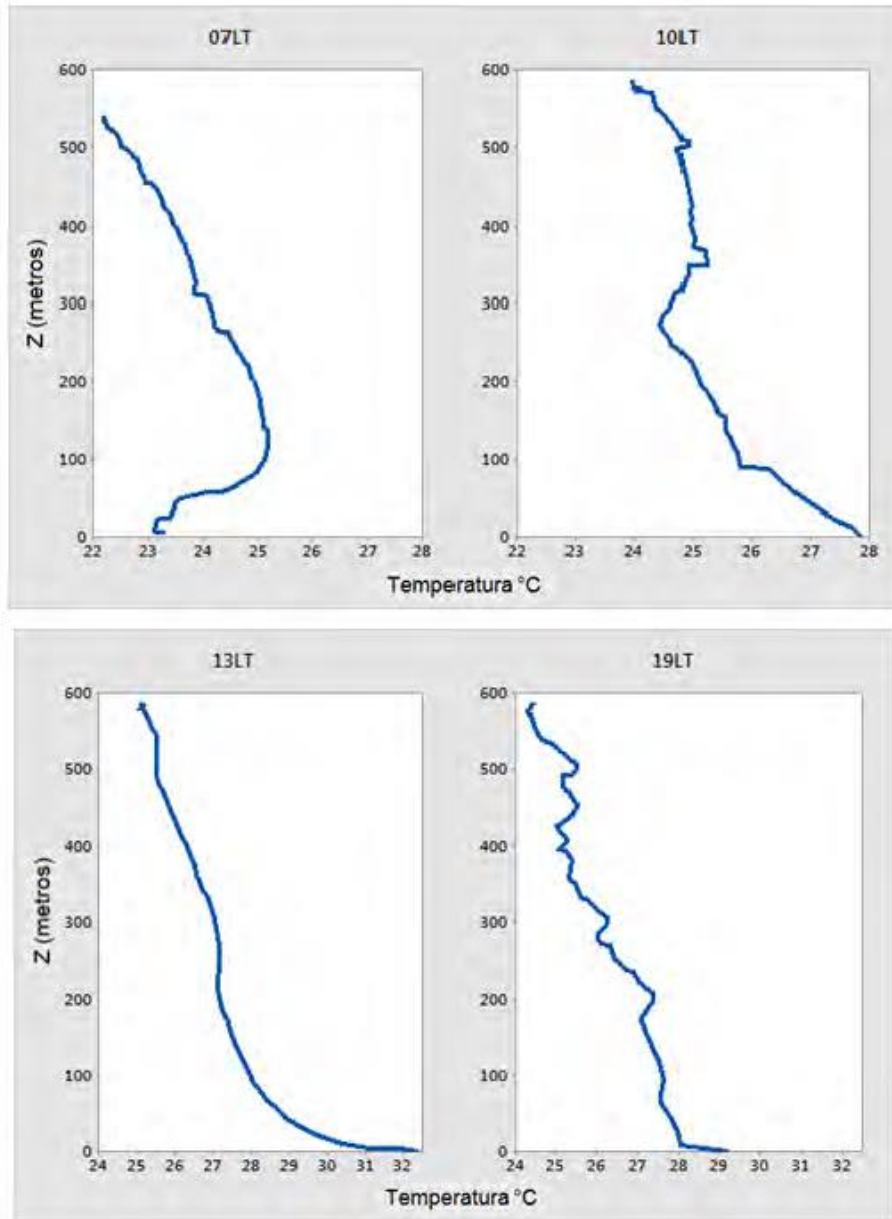


Figura 2.15. Igual que la Figura 2.14 pero para la temperatura. 28 de junio al 3 de julio 2015.

2.3.3 Episodios de precipitación vespertinos y nocturnos

A continuación se ejemplifica con tres episodios el comportamiento de la precipitación y el papel del relieve en la ocurrencia de lluvias durante la tarde, las cuales llegan a extenderse hasta la madrugada del día siguiente.

El día 29 de junio (Figuras 2.16a y b) la precipitación se inició al final de la tarde (19 HL) en algunos puntos sobre las laderas de la sierra. Para las 21 HL el área de máxima precipitación, centrada en los 20°N a las 19 HL, se desplazó cuesta abajo desde la pendiente hacia la planicie costera; además se presentó un incremento en la lluvia con respecto a la tarde. Finalmente, este núcleo alcanzó la costa durante las horas de la noche (23 HL- 01 HL; Figuras 2.16c y d). Es probable que esto contribuya a la presencia de lluvias nocturnas en la región costera (Tejeda et al. 2004). Al alcanzar el GoM, al final de la madrugada (03 - 05 HL), esta área de máxima precipitación gradualmente desaparece (Figuras 2.16e y f).

Nótese en la Figura 2.13(a), que a partir de las 19 HL del 29 de junio, sobre las estribaciones de la SMO (punto D y F) se establecen vientos hacia el este. Este flujo en contra de los vientos alisios es la posible causa del movimiento cuesta abajo del núcleo de máxima precipitación observado en este día. Los resultados obtenidos por Sato et al. (2009) para la Isla de Nueva Guinea, muestran la propagación de la región de máxima precipitación desde la zona montañosa hacia la costera. En la región montañosa de Las Rocallosas en EU se observa una propagación de la precipitación hacia las planicies centrales para las horas de la madrugada (Wallace, 1975; Dai et al. 1999; Jiang et al. 2006). Esto mismo se observa entre el rango montañoso Yanshan-Taihangshan y las planicies adyacentes en el noreste de China (He y Zhang 2010). Sobre la Sierra Madre Occidental los sistemas convectivos (de longitud aproximada de 200 km) se mueven desde la sierra hacia la costa durante las horas de la noche (Nessbit et al. 2008).

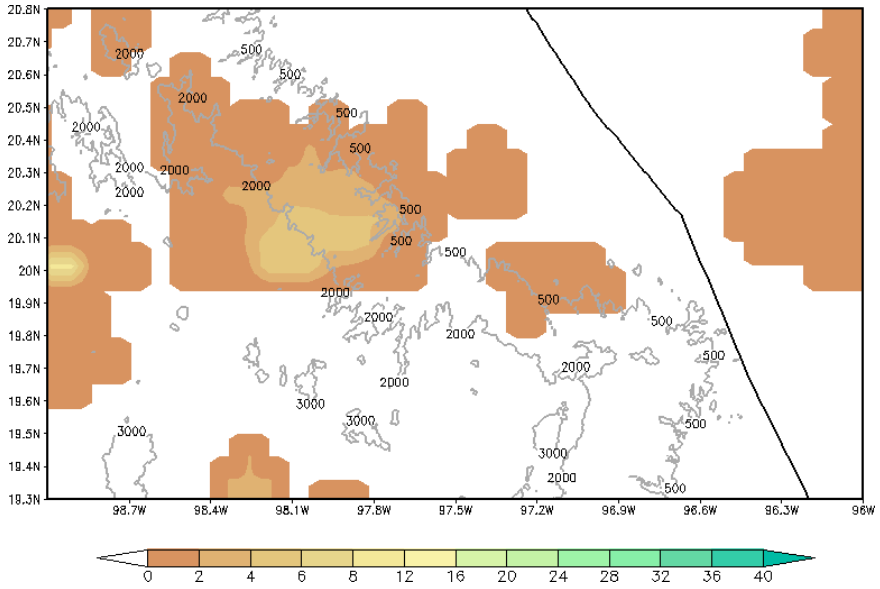
Un comportamiento típico de la precipitación (de acuerdo a la climatología mostrada en la Figura 2.2) es el observado el día 30 de junio. A medida que la brisa marina se establece en la región (véase Figura 2.13b), los valores de humedad absoluta se incrementan (Figuras 2.17a y b). De este modo la interacción del flujo de vientos húmedos con la barrera montañosa permite el inicio de la convección, dando lugar que entre las 15 y 16 HL la precipitación se intensifique de manera considerable en una zona centrada en los 19.6 °N sobre la cima de la SMO (Figuras 2.18a y b). Mapes et al. (2003) observaron sobre la región oeste de Colombia eventos intensos de precipitación de corta duración denominados *Cloud-bursts*. Para la región oeste de África se presenta una intensificación relativamente rápida de la nubosidad

durante las horas de la tarde (Reed y Jaffe, 1981).

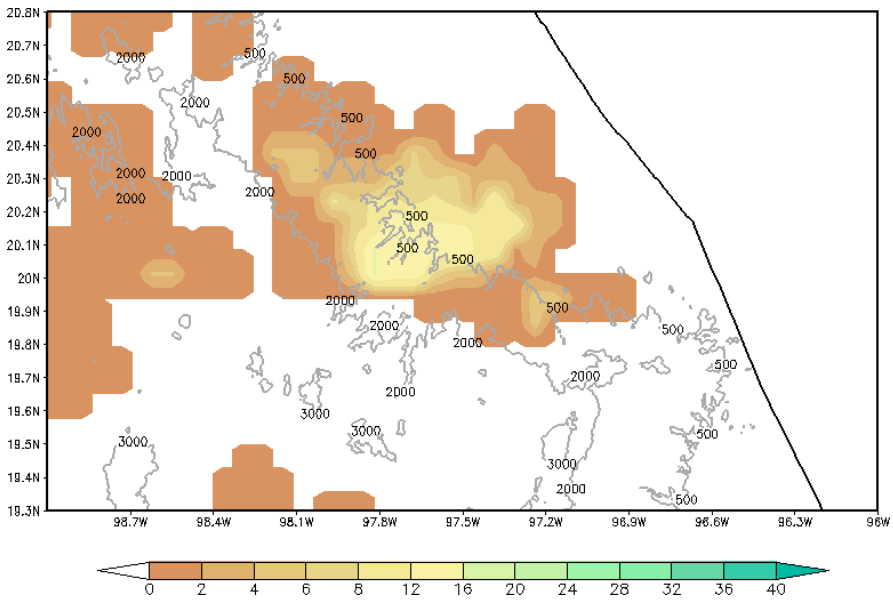
Para las 17 HL (Figura 2.18c) parece haber una disminución de la precipitación en la cima de la SMO y los valores se incrementan sobre las laderas de la sierra (entre los 19.8 y 20°N). De las 16 HL a las 19 HL (Figuras 2.17c y d), la humedad absoluta disminuye, y el área de precipitación disminuye su extensión e intensidad al final de la tarde (Figura 2.18d).

Según la Figura 2.13 (b), sobre las estribaciones de la SMO se soplan vientos de componente oeste. Al igual que el día anterior, la región de máxima precipitación (centrada entre los 19.8 y 20°N en las laderas de la sierra) se desplazó hacia la región costera alcanzando el GoM (Figuras 2.18c y d).

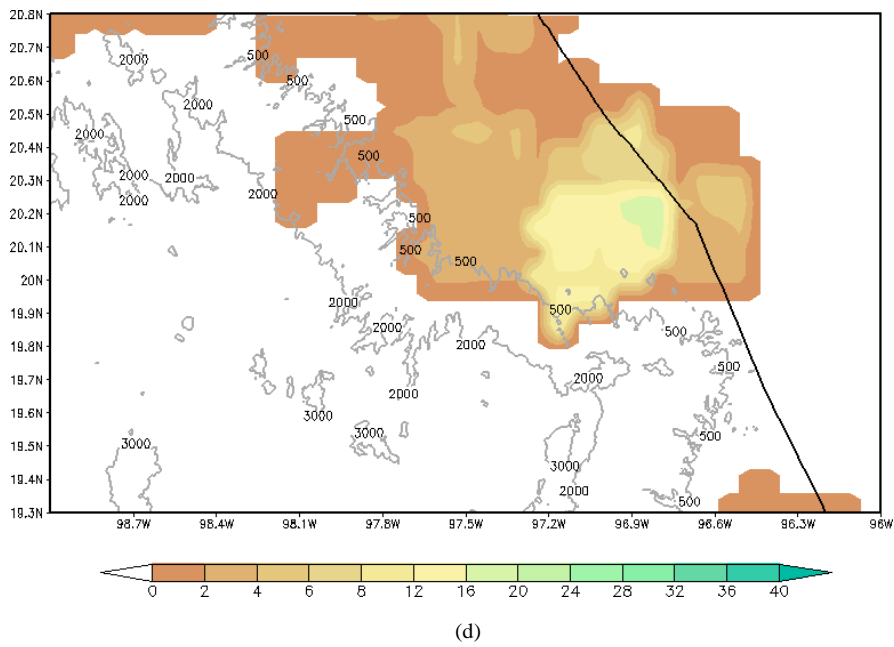
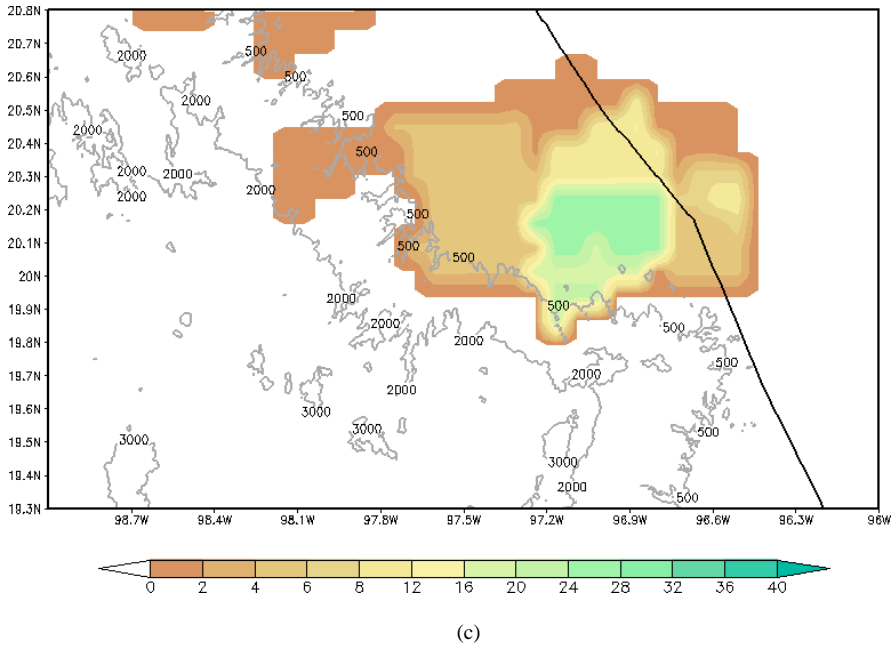
Durante la madrugada del 1 de julio (Figura 2.19), los valores de precipitación se incrementaron sobre el GoM lo que concuerda con lo mostrado en la Figura 2.2, que muestra la climatología de la región. La precipitación se incrementó durante la madrugada, entre las 00 y 02 HL (Figura 2.19a y b); posteriormente se presenta una disminución hacia el amanecer (04 y 06 HL; Figuras 2.19c y d). Como se mencionó anteriormente, este incremento de la precipitación probablemente está relacionado con la convergencia entre el flujo medio-brisa terral y, además, de acuerdo a Yang y Slingo (2001) la forma cóncava de la línea de costa también juega un papel importante.



(a)



(b)



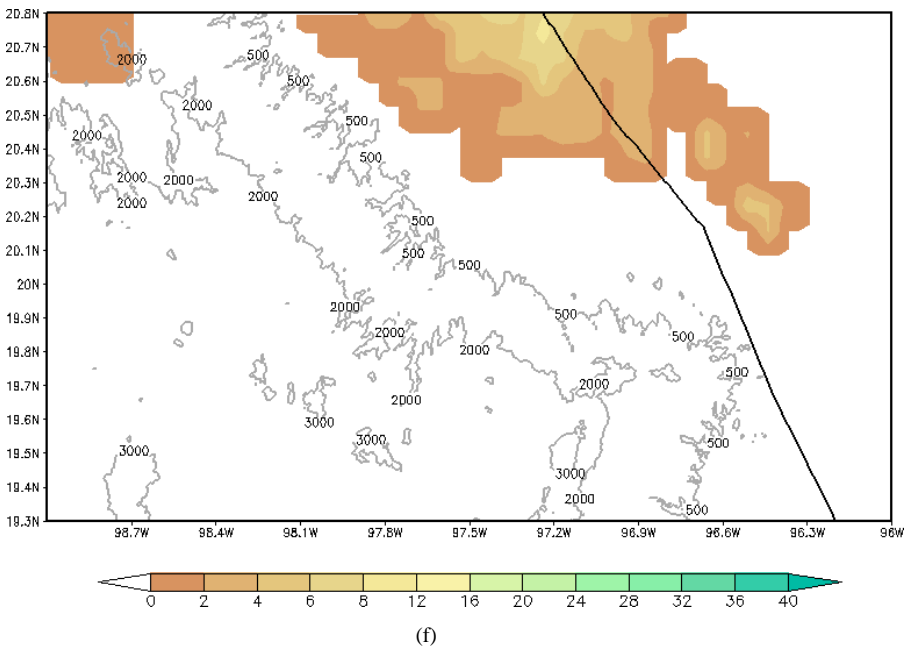
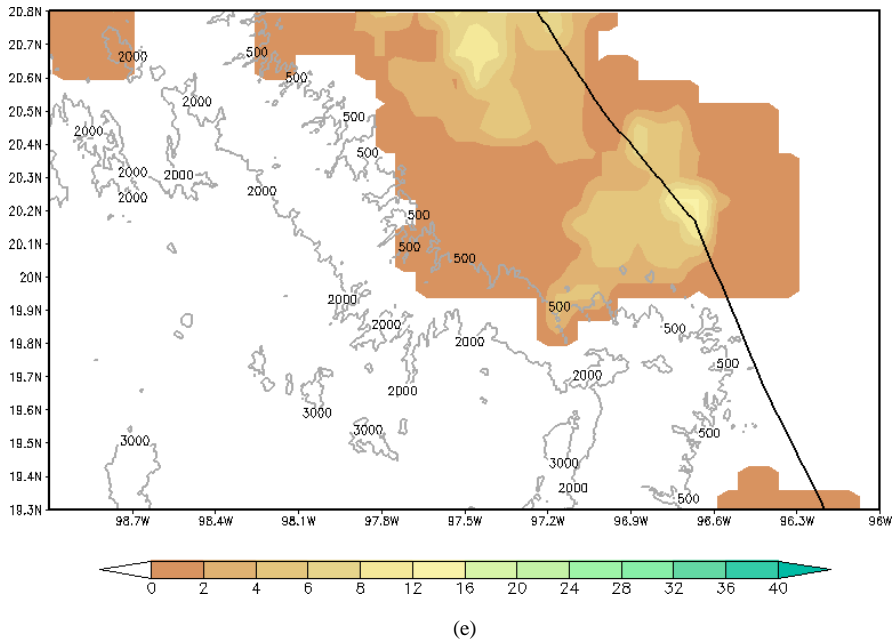
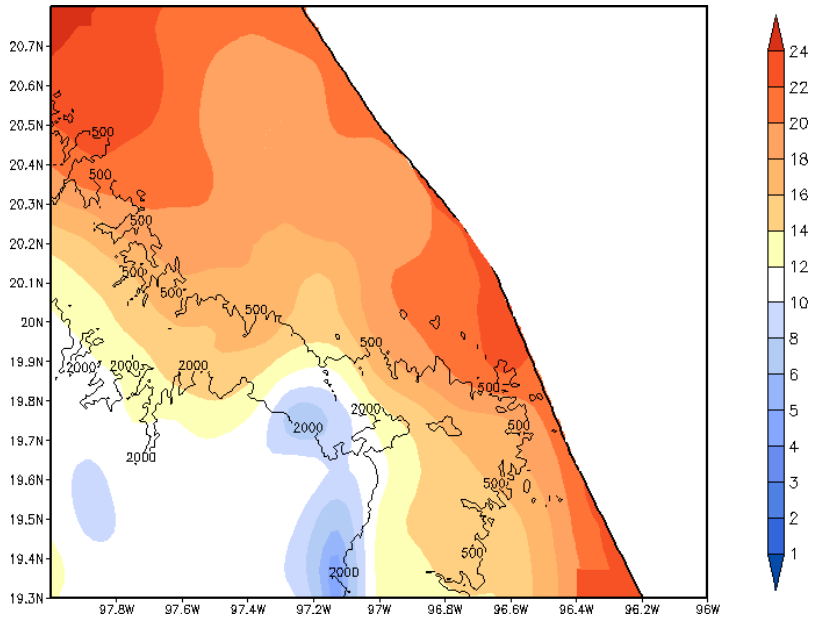
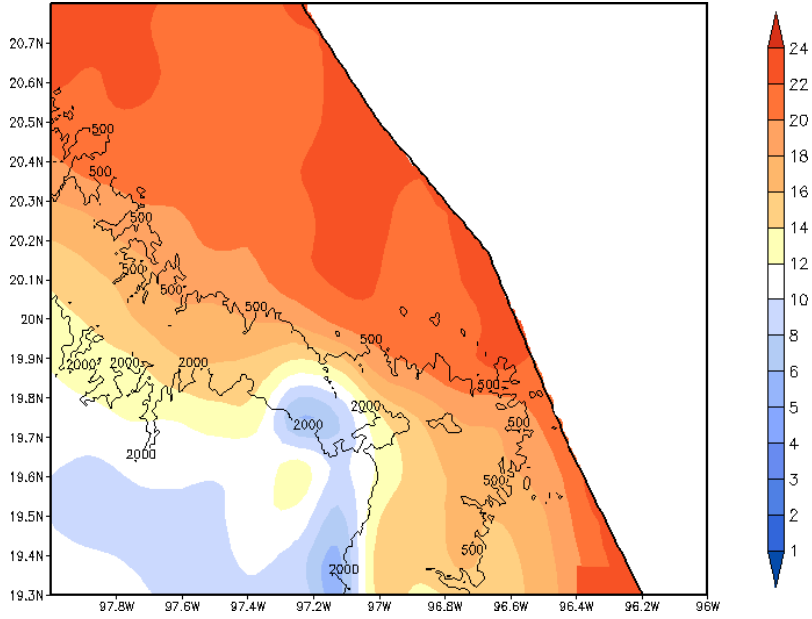


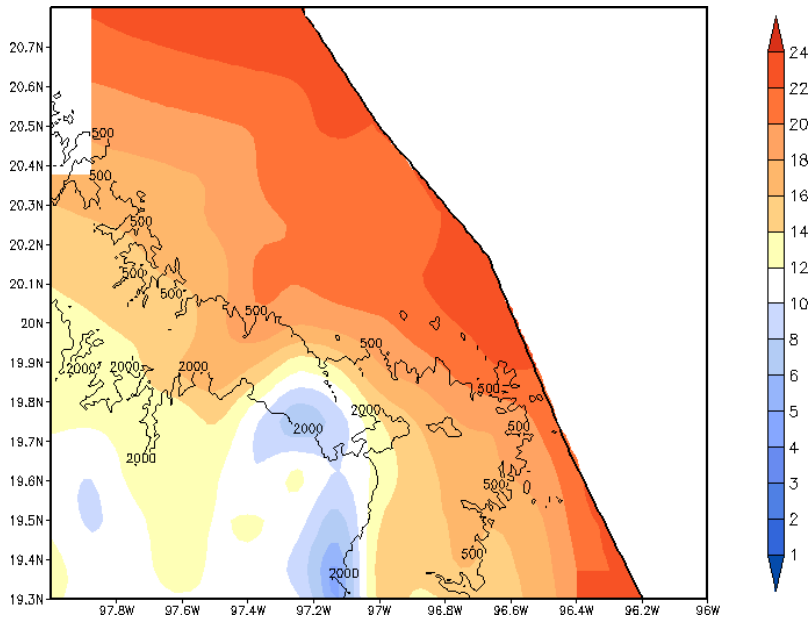
Figura 2.16. Precipitación-CMORPH en mm (8 km resolución espacial) a las (a) 19 HL, (b) 21 HL y (c) 23 HL del día 29 de junio y (d) 01 HL, (e) 03 HL y (f) 05 HL para el 30 de junio de 2015.



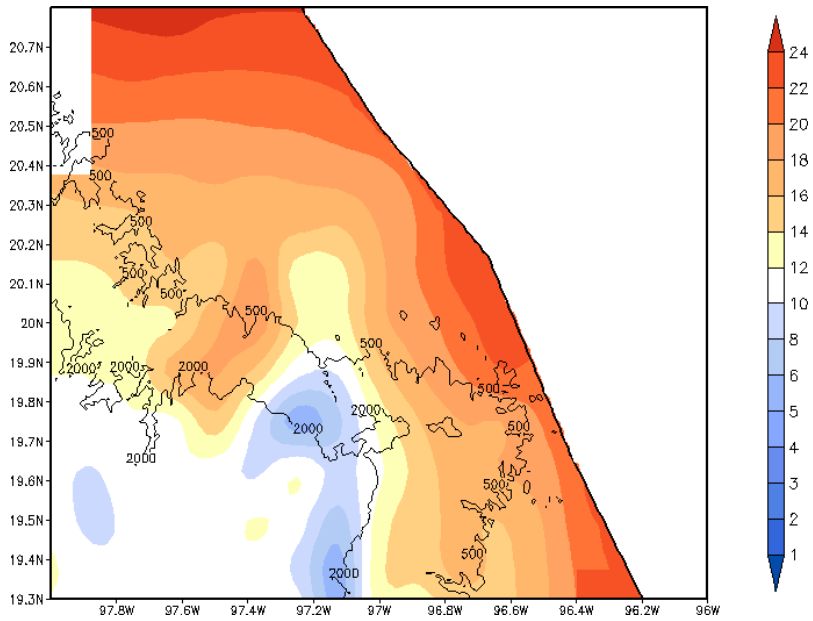
(a)



(b)

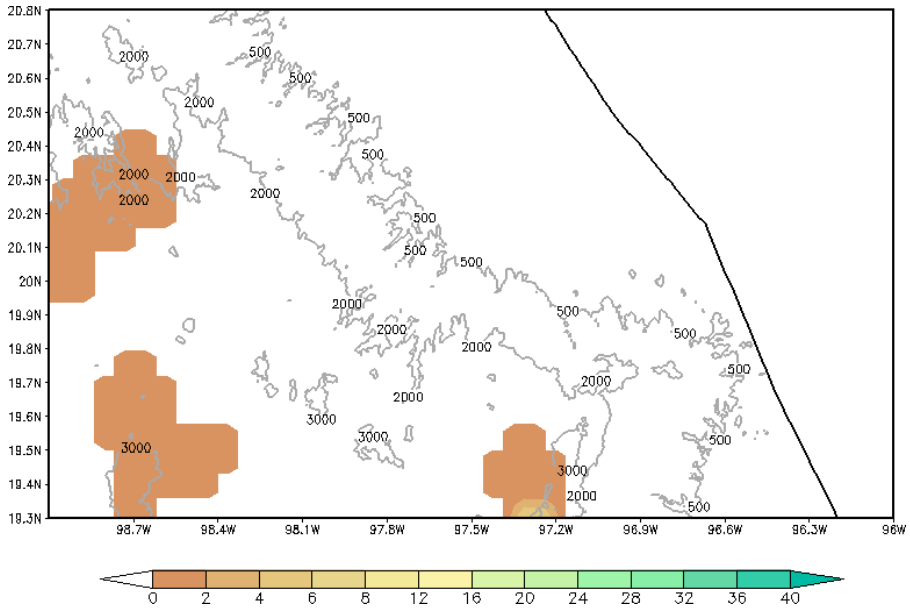


(c)

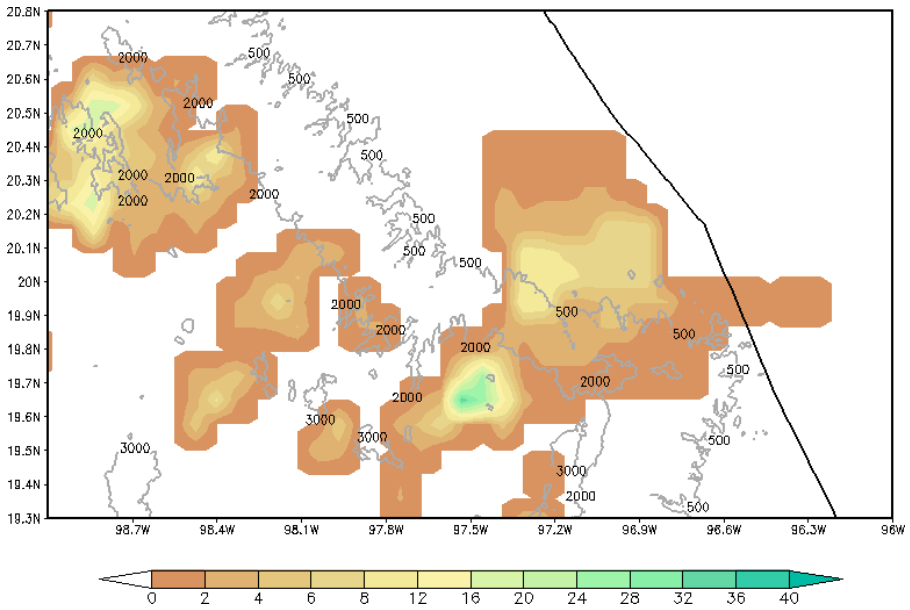


(d)

Figura 2.17. Humedad absoluta (g/m^3) a las (a) 10 HL, (b) 13 HL, (c) 16 HL y (d) 19 HL para el día 30 de junio 2015. Mediciones realizadas durante la campaña de mediciones del 28 de junio al 03 de julio del 2015.



(a)



(b)

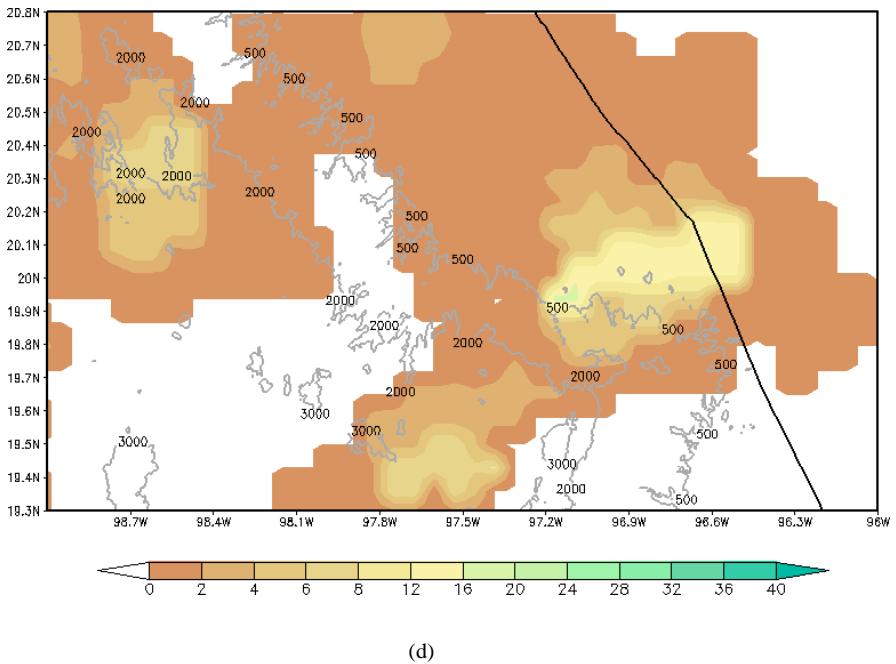
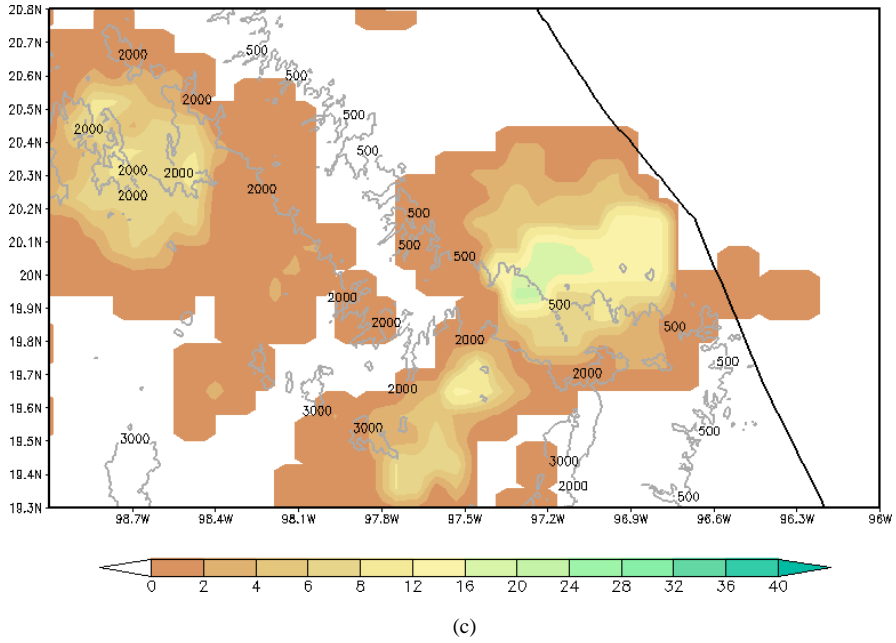
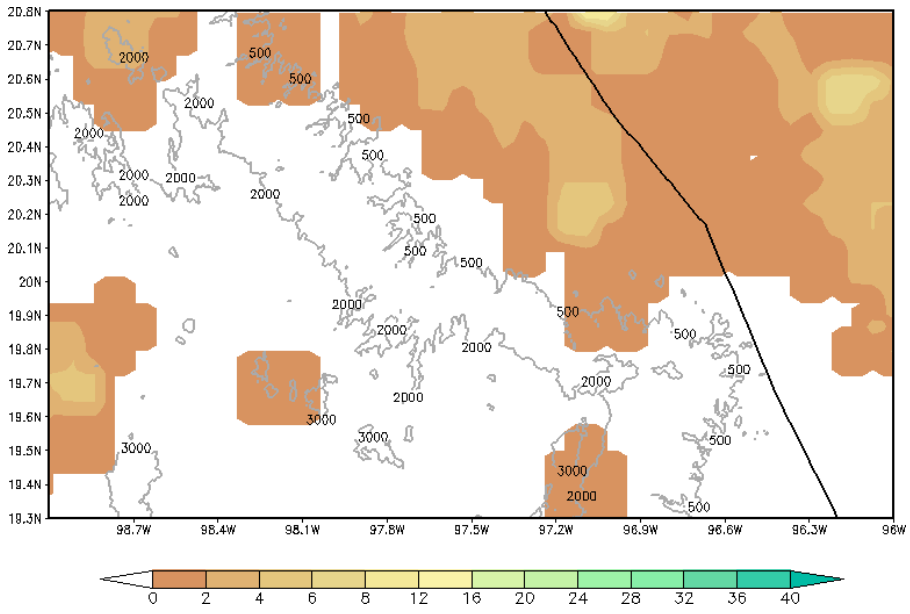
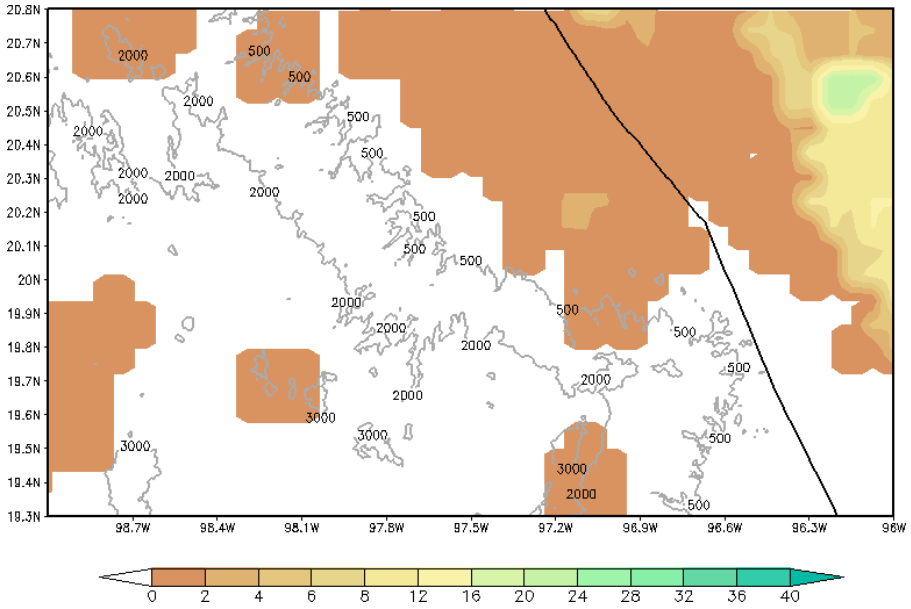


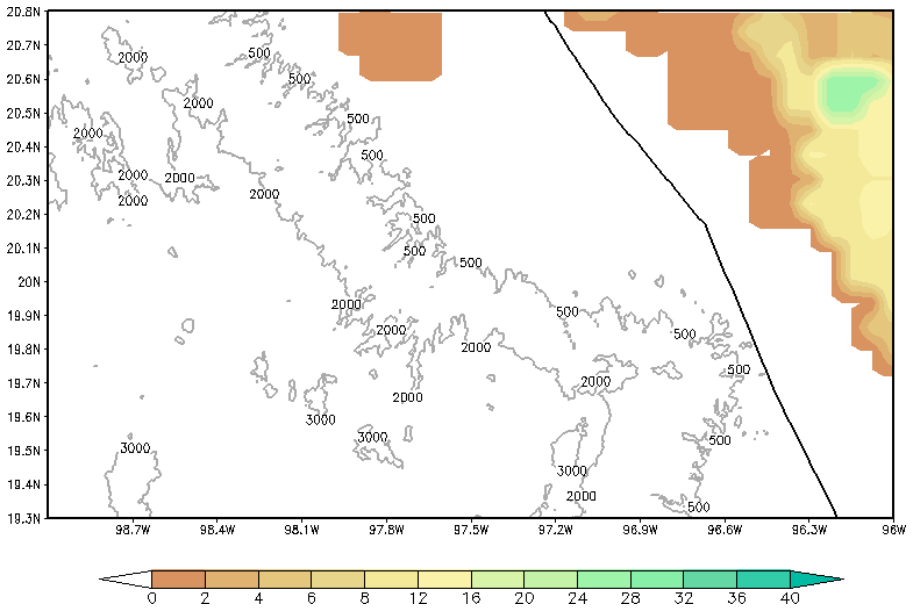
Figura 2.18. Precipitación en mm utilizando datos CMORPH (8 km resolución espacial) a las (a) 15 HL, (b) 16 HL, (c) 17 HL y (d) 19 HL para el día 30 de junio de 2015.



(a)



(b)



(c)

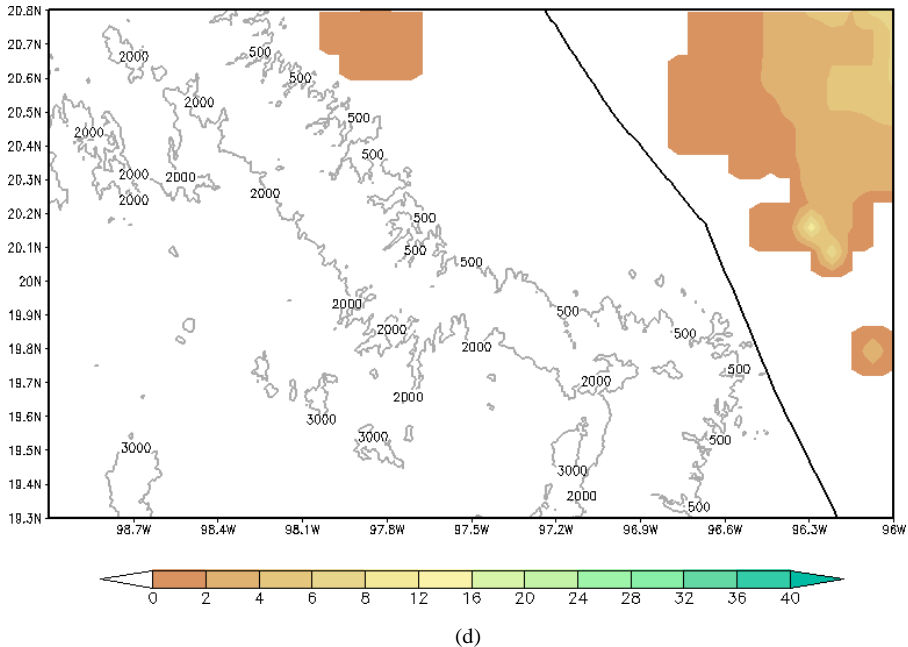


Figura 2.19. Precipitación en mm/hr utilizando datos CMORPH (8 km resolución espacial) a las (a) 00HL, (b) 02 HL, (c) 04 HL y (d) 06 HL para el día 1 de julio de 2015.

2.4 OTROS PERFILES

Anteriormente se mencionó que fue posible obtener información del comportamiento de la temperatura y humedad en la atmósfera (Figuras 2.14 y 2.15) a partir de datos obtenidos a través de sensores emplazados en un dron. También se ha explorado la opción de usar sodar meteorológico y racimo de globos para reemplazar el globo de latex, comúnmente usado en los sondeos meteorológicos.

Quiroz (2016) exploró la posibilidad de usar un vehículo no tripulado (dron), el cual puede volar semi o completamente autónomo gracias a un ordenador interno y una serie de sensores. El uso de estos dispositivos en la recolección de datos meteorológicos, permite realizar sondeos con una velocidad controlada. Además, puede elevarse desde varios cientos de metros hasta varios kilómetros, dependiendo de las características del vehículo.

Por otro lado, es posible obtener imágenes panorámicas durante el vuelo y recuperar los sensores utilizados para la medición. Dentro de

las desventajas se encuentra la atención que se debe tener en cuanto al peso de los sensores y tiempo de vuelo, además que este vehículo no puede operar durante tormentas o fuertes rachas de viento y la señal entre el control remoto-dispositivo se ve afectada por señales de radio u otro tipo.

Puesto que la implementación del dron en la obtención de datos meteorológicos no ha sido totalmente explorada, Quiroz (2016) realizó una primera campaña de mediciones con el fin de elegir el Hardware y Software con el cual se pretendía equipar al dron.

Se consideraron dos sondas o DataLogger no comerciales, a partir de ahora denominadas DataLogger *Intel Galileo* y *Raspberry Pi*. Éstas son placas electrónicas, la primera basada en una versión de Intel (Quark SocX1000 de 32 bits) y la segunda desarrollada por la fundación Raspberry Pi. El lenguaje utilizado para programar ambos DataLogger fue Python.

Con respecto a los sensores, Quiroz (2016) utilizó un sensor que consiste de un chip fabricado por SENSIRION que mide humedad y temperatura del aire denominado *SHT71*. Los dispositivos que miden las variables antes mencionadas, están equipados con un convertidor analógico de 14 bits, que permite una alta calidad de la señal, tiempo de respuesta y la insensibilidad a perturbaciones extremas. Para la medición de la presión barométrica, se utilizó un sensor de nueva generación en la medición de la presión digital con mayor precisión, denominado como *BMP180*. Este sensor realiza también mediciones de temperatura y altitud (con un margen de error no mayor a 0.25 metros).

El modelo del dron utilizado por Quiroz (2016) fue el *Dji F550* (Figura 2.12) y se pueden realizar vuelos de aproximadamente 10 minutos.

Para mayor durabilidad del tiempo de vuelo es recomendable usar cargas menores de 500 gramos, y que el viento sea menor a 6 m/s. Desde luego, debe tenerse en cuenta que tanto la tecnología de los drones como la de los sensores está mejorando continuamente, por lo que al aparecer publicado este libro, lo aquí señalado posiblemente sea obsoleto.

Para comparar la respuesta del dron con métodos comunes de medición, se realizaron sondeos utilizando un racimo de globos de fiesta (Qualatex 0.9 m de radio) inflados con helio y amarrado con un hilo de nylon de 300 m de largo, diseñado para transportar una carga

útil de 400 gramos. El hilo se conecta a un malacate con una banda de polea para la manipulación libre del usuario (Figura 2.20).



Figura 2.20. Sistema de globos cautivos usado para la obtención de perfiles de temperatura y humedad relativa.

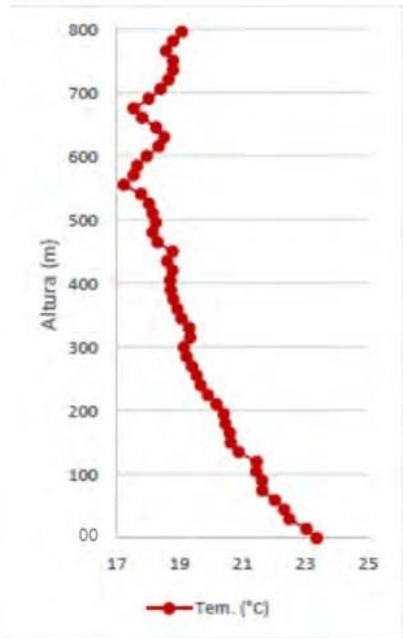
De igual manera es recomendable no exponer los globos a condiciones de lluvia, vientos mayores a 4 m/s (puesto que afecta la estabilidad del vuelo) cerca de árboles y estructuras metálicas. Después de realizar diferentes comparaciones entre los registros de diferentes variables meteorológicas con el DataLogger *Intel Galileo* y *Raspberry Pi*, se encontró como mejor opción el uso del segundo DataLogger, puesto que su funcionamiento favorece significativamente la capacidad del vuelo del dron. Con respecto al sensor, se concluyó que el tiempo de respuesta es menor para el sensor *SHT71*, por lo cual éste fue utilizado para realización de vuelos con el dron y globo cautivo. En general la altura alcanzada por el dron y globo cautivo fue de 800 y 300 metros, respectivamente.

La segunda campaña de mediciones con dron se realizó en un punto sobre la montaña en la RCVGM (19°30'44.82" N y 96°54'53.79" O, 1359 msnm), del 9 al 11 de agosto del 2016 utilizando el dron.

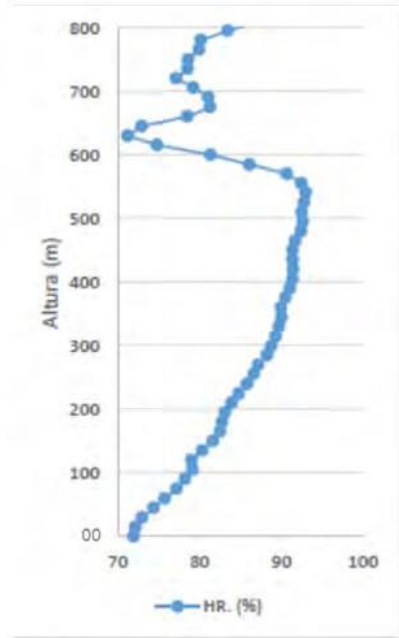
Algunos de los perfiles obtenidos arrojan resultados que hacen posible la caracterización de la baja atmósfera, como es el caso del 9 de agosto del 2016, cuando se pudieron observar condiciones de inestabilidad (Figura 2.21a), que es lo esperado durante el mediodía debido al calentamiento de la superficie para esta hora (Stull, 1988). Puesto que la humedad relativa es función de la temperatura, se puede observar que con la disminución de la temperatura desde la superficie hasta los 550 metros, la humedad relativa muestra un aumento en esta misma capa (2.21b). Esta correspondencia entre estas variables se observa en el resto del perfil vertical.

Otra campaña de mediciones se realizó el día 4 de julio del 2016, en un punto sobre un bosque de niebla dentro de la RCVGM (19°28'55.35" N y 96°59'44.24" W, 1570 msnm). Se sujetó el datalogger *Raspberry Pi* a un racimo de globos, tal como se explicó anteriormente. Los perfiles obtenidos se muestran en la Figura 2.22. Durante la mañana es posible observar una capa de inversión desde superficie hasta los 150 metros acompañado de una disminución de la humedad relativa, respondiendo tal cual se explicó anteriormente (relación inversa temperatura-humedad relativa).

Para las horas de la tarde (16:10 HL), se muestra en la Figura 2.23 la oscilación en la vertical de las variables antes mencionadas. Estas gráficas muestran que donde los globos lograron moverse libremente entre capas estables e inestables (ascenso y descenso de los globos) dentro los primeros metros de la capa límite, en respuesta a movimientos turbulentos (Quiroz, 2016).

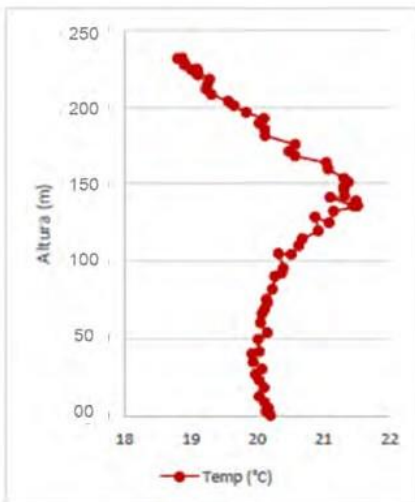


a)

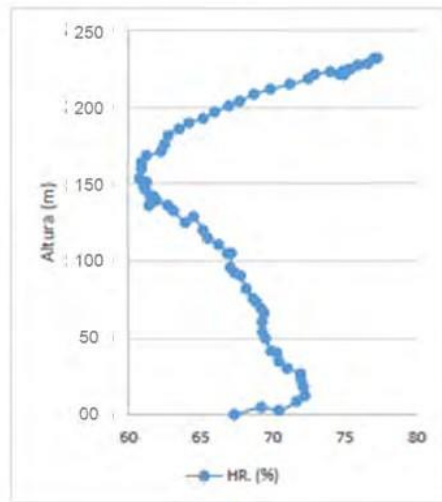


b)

Figura 2.21. Comportamiento de la a) temperatura y b) humedad relativa con la altura. Sondeo realizado el día 9 de agosto del 2016 a las 13:10 hora local.



a)



b)

Figura 2.22. Perfiles de a) temperatura y b) humedad relativa el 4 de julio del 2016 a las 07:59 horas.

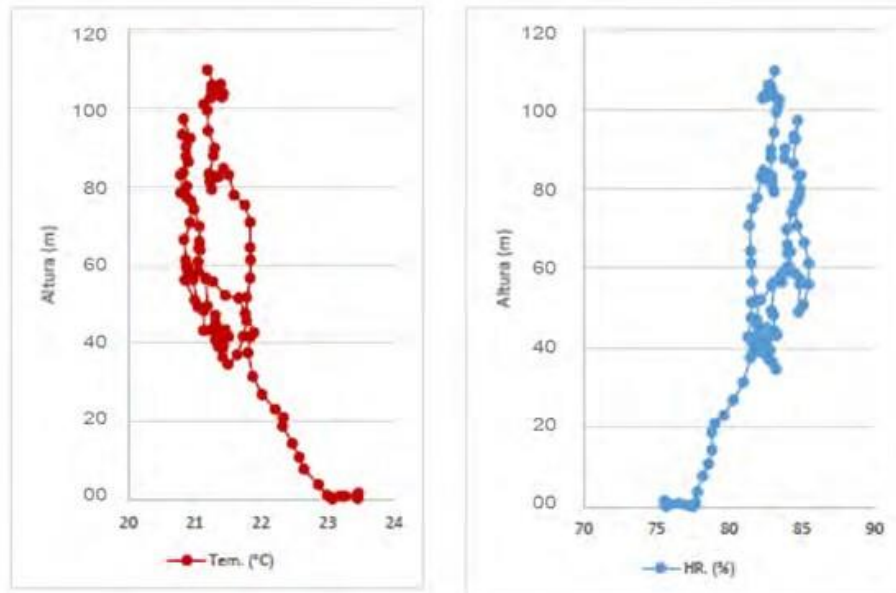


Figura 2.23. Se muestra las mismas variables de la Figura 3.3, pero ahora para las 16:10 hora local.

Otro método de medición usado en la RCVGM, es el sodar (por sus siglas en inglés SOund Detection and Ranging) el cual es un instrumento meteorológico para medir la dispersión de ondas acústicas en un volumen de la atmósfera a distancia. Con el sodar es posible obtener registros de velocidad, intensidad y dirección del viento en la vertical, así como la estructura termodinámica de la capa baja de la atmósfera (Álvarez, 2016).

Su funcionamiento se basa en una antena que emite impulsos cortos de sonido hacia la atmósfera que las condiciones de temperatura y turbulencia modifican ocasionando procesos de reflexión y dispersión. De este modo la antena percibe estas perturbaciones a través del eco, generado por Efecto Doppler (varía según la rapidez del viento, turbulencia y estructura térmica). Con ello se puede obtener información de los procesos turbulentos que se presentan en la capa límite atmosférica.

La potencia acústica causada por el eco que llega al sodar es proporcional a la turbulencia térmica. Cuanto más intensa es la energía acústica reflejada mayor turbulencia está presente (Remtech And Radian Electronics System, 2003). La altura es asignada de acuerdo a la trayectoria de la energía acústica emitida por el sodar y el tiempo de la señal entre antena-blanco de dispersión-transductores (estación que

recibe la señal de regreso). Para la exploración del uso del sodar en la obtención de variables meteorológicas en la RCVGM, Álvarez (2016) utilizó un sodar marca REMTECH modelo PA1 y PA2, de origen francés (Figura 2.24), que fue ubicado en un punto sobre la planicie costera central de la RCVGM ($19^{\circ} 10' 16''$ N, $96^{\circ} 12' 39''$ W) del 13 al 23 de diciembre del 2014.



Figura 2.24. Sodar utilizado en la campaña de mediciones del 13 al 23 de diciembre del 2014.

En la Tabla 2.3 se detalla el funcionamiento del sodar; nótese el alcance en la vertical, lo cual permite el estudio de la capa límite en esta región. Puesto que su funcionamiento se basa en ondas acústicas, es afectado por ruido de fondo del medio ambiente (tráfico de automóviles, aviones, oleaje, etc.), así como por la presencia de construcciones que impidan la propagación de la onda ocasionando datos erróneos. Además, con rapidez de viento mayor de la especificada en la Tabla 2.3, el rango en la vertical disminuye. Sin las delimitaciones anteriormente mencionadas, el registro de las variables es cada 10 minutos.

Tabla 2.3 Características del funcionamiento del sodar (Remtech And Radian Electronics System, 2003).

Altura mínima promedio a la cual realiza la medición	20 m
Altura máxima promedio a la cual realiza la medición	1300 m
Rango de la rapidez vertical	1.5 m/s a -1.5 m/s
Precisión en la rapidez	± 0.05 m/s
Precisión en la dirección del viento	3°
Rango en la rapidez del viento horizontal	0 a 30 m/s
Precisión en la rapidez del viento	0.2 m/s

Dentro de esta campaña de mediciones se intentó obtener registro de las variables enlistadas en la Tabla 2.4, ante diferentes eventos sinópticos. Álvarez (2016) consideró un evento de FF estacionario en la RCVGM el día 21 de diciembre que ocasionó nublados y lluvias sobre el emplazamiento del sodar.

Tabla 2.4. Parámetros meteorológicos que son obtenidos por el sodar y sus respectivos símbolos (Remtech And Radian Electronics System, 2003).

Parámetro meteorológico
Altura (m)
Rapidez del viento horizontal (m/s)
Dirección del viento (°)
Desviación estándar de la dirección del viento (°)
Rapidez del viento vertical (m/s)
Desviación estándar de la dirección vertical del viento (°)

De acuerdo a los resultados obtenidos, se puede observar viento del noreste y entre los 50 a 80 metros del norte y cerca de la superficie domina viento del este (Figura 2.25). De manera general, la rapidez del viento parecer aumentar hasta los 150 metros y posteriormente se observa una disminución.

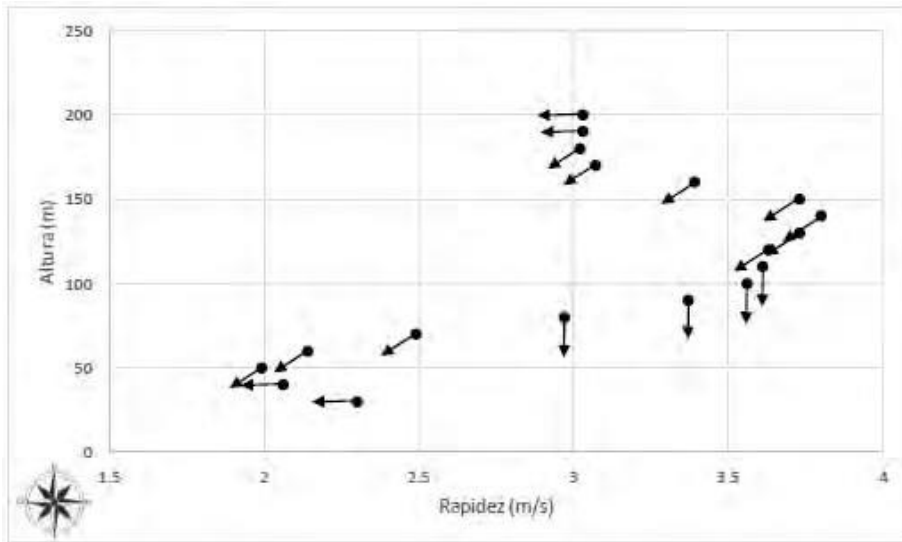


Figura 2.25. Comportamiento del viento horizontal con la altura a las 11:10 hora local del 21 de diciembre de 2014.

La Figura 2.26 muestra que en los primeros 100 metros la rapidez del viento ascendente disminuye, mientras que de 100 a 200 metros la corriente ascendente aumenta su rapidez con la altura.

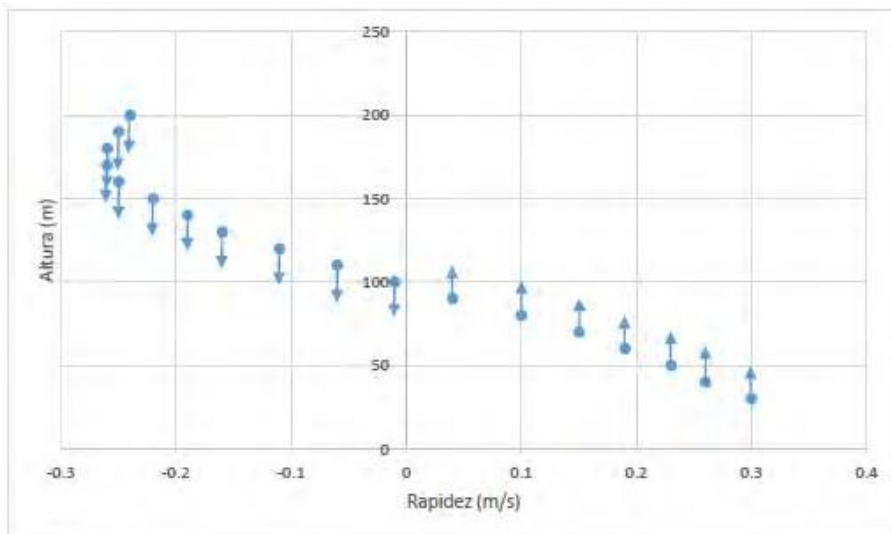


Figura 2.26. Comportamiento del viento vertical con la altura a las 11:10 hora local del 21 de diciembre de 2014.

Durante un evento de surada (23 de diciembre del 2014), como era de esperarse, Álvarez (2016) observó viento de dirección sur en los

primero 250 metros de la atmósfera (Figura 2.27). En la Figura 2.28 se observan movimientos ascendentes en los primero 150 metros y subsidencia en el resto de la columna de la atmosfera considerada.

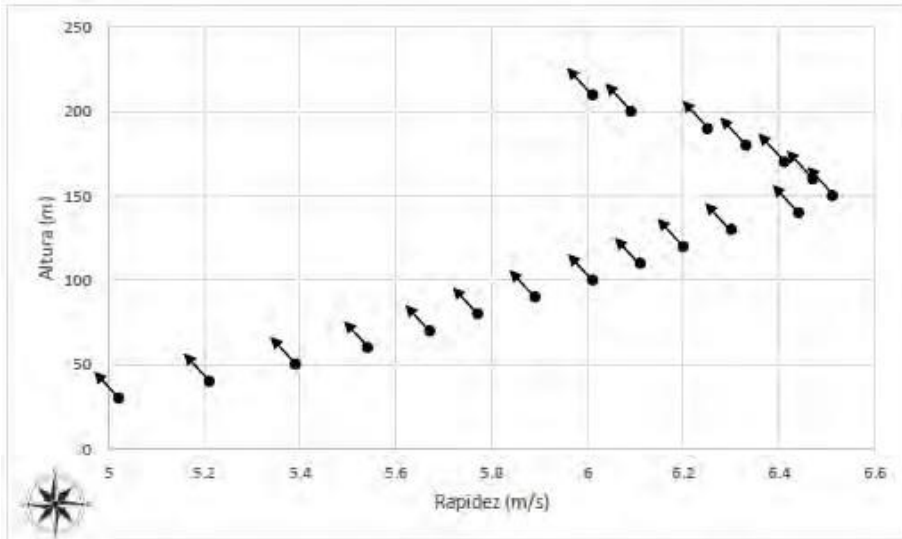


Figura 2.27. Comportamiento del viento horizontal con la altura a las 11:50 hora local del 23 de diciembre de 2014.

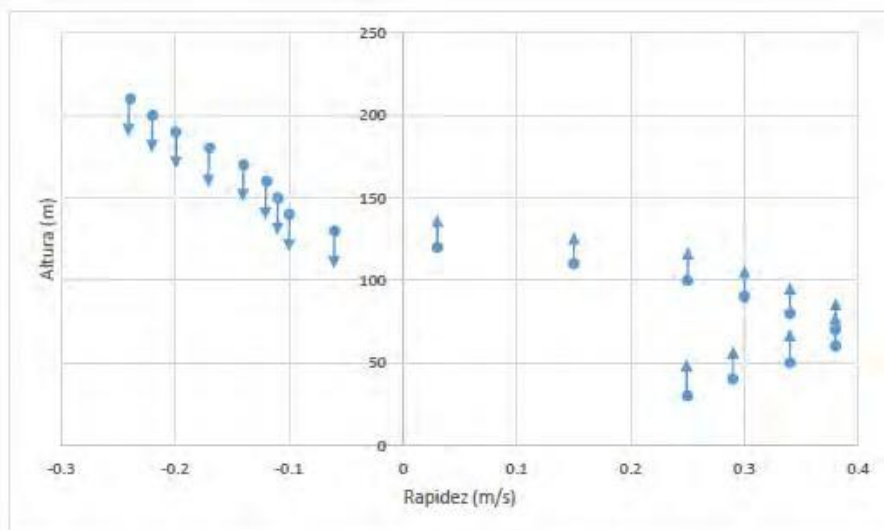


Figura 2.28. Comportamiento del viento vertical con la altura a las 11:50 hora local del 23 de diciembre de 2014.

2.5 PERTURBACIONES EN EL BALANCE DE ENERGÍA

El crecimiento de las ciudades tiene diversas repercusiones en el clima local; entre otras ocasiona alteraciones en la cantidad de radiación solar entrante debido a la contaminación atmosférica. Además, la urbe induce un aumento en la temperatura, menor humedad relativa y mayor precipitación (en el centro urbano) con respecto al área circundante; así como efectos en los procesos turbulentos (Schönwiese, 1994; Oke et al.1999).

Por otro lado, las áreas urbanas también ocasionan perturbaciones en los flujos verticales de energía, de manera particular los de calor latente y sensible, que llevan a modificaciones en el balance energético superficial. Este balance cuantifica la energía destinada para procesos de calentamiento del aire, evaporación del agua, almacenamiento de energía y la utilizada por los seres vivos (Oke, 1987; Foken, 2008).

Domínguez-Eusebio et al. (2016) llevaron a cabo un estudio del efecto de la urbanización en el bosque de niebla, así como del comportamiento de los flujos de energía en un bosque de niebla y bosque urbanizado (Domínguez-Eusebio et al. 2019). Se estima que menos del 1 % del territorio nacional está ocupado por vegetación primaria del bosque de niebla (INEGI, 2010) y aproximadamente un 50% ha sido reemplazado por otros tipos de cobertura (agricultura, ganadería y urbanización, Challenger, 1998). En la zona montañosa central de la vertiente mexicana del GoM, la cobertura del suelo del bosque de niebla es de aproximadamente 11%, quedando el resto para fines agrícolas, ganaderos, urbanos, entre otros (100 % corresponde a un área aproximada de 130 km²; Williams-Linera, 2002).

El bosque de niebla presenta características hídricas, térmicas y biológicas que favorecen una alta humedad y una temperatura templada, respecto a otros ecosistemas en las mismas latitudes. Sin embargo, poco se conoce sobre el funcionamiento del bosque de niebla en cuanto al intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera. Menos aún sobre cómo afecta la urbe a bosques inmersos en ella. Domínguez-Eusebio et al. (2016) realizó una comparación del flujo vertical de energía en un bosque urbano y un bosque natural durante la temporada seca (diciembre 2014 - mayo 2015) mediante la técnica de covarianza turbulenta. Energéticamente, la temporada seca es importante debido a que una porción considerable de la energía superficial puede ser almacenada en el dosel vegetal en este periodo

(Barradas et al. 1999).

El punto sobre la RCVGM considerado como bosque urbano fue el Parque Ecológico Cerro de Macuiltépetl (19.5°N y 96.9°W a 1570 msnm con un área aproximada de 30 hectáreas, Figura 2.29) rodeado por la ciudad de Xalapa, Veracruz con aproximadamente 460 mil habitantes en un área aproximada de 75 km² ocupando el lugar 39 de las ciudades más pobladas de México (INEGI, 2010). Se eligió El Riscal (19.4°N, 96.9°W a 1570 msnm, Figura 2.29), que se ubica al Oeste-Suroeste de la ciudad de Xalapa, a la misma altitud que la cima del Macuiltépetl, como el bosque sin alteración urbana, agrícola o ganadera. Éste cuenta con una extensión de 100 hectáreas.

Se instalaron torres de 19 metros de altura con instrumentos para medir flujos de energía superficial y balance de radiación, entre los que se encuentran: anemómetro sónico CSAT-3D (Campbell Scientific, USA) de tres dimensiones para medir la dirección e intensidad del viento en sus tres componentes (U,V,W); un higrómetro de kriptón KH2O (Campbell Scientific, USA), para la medición de la humedad absoluta; termopar FW05 (Campbell Scientific, USA) para la temperatura del aire, y un radiómetro neto NR01 (Campbell Scientific, USA), para la obtención de las cuatro componentes de la radiación, es decir, la radiación de onda corta y larga entrante ($R_c \downarrow$ y $R_l \downarrow$, respectivamente) y saliente ($R_c \uparrow$ y $R_l \uparrow$, respectivamente). El sensado de las variables se realizó a 10 Hz y los datos fueron almacenados en un micrologger CR3000 (Campbell Scientific, USA) cada 15 minutos.

Además, se contó con una estación meteorológica automática Vantage Pro 2 (Davis Instruments, USA) con la que se obtuvo la precipitación, temperatura del aire, humedad relativa y dirección e intensidad del viento a nivel de superficie. Para obtener el balance de energía superficial representativo de los sitios de estudio se analizaron solamente los días despejados, ya que el higrómetro de kriptón pierde datos debido a las gotas de lluvia que se quedan almacenadas en el sensor. Con el promedio de todos los días despejados, obtuvo el comportamiento medio diario del balance de energía.

Domínguez-Eusebio et al. (2016) obtuvieron el comportamiento el balance de energía superficial mediante la ecuación (Foken, 2008; Oke, 1987):

$$Q^B = Q_h + Q_e + Q_s$$

El término Q^B es la radiación neta obtenida mediante la diferencia entre la radiación de onda corta y larga incidente y saliente ($R_c \downarrow + R_l \downarrow - R_c \uparrow - R_l \uparrow$), Q_h el flujo turbulento vertical de calor sensible y Q_e el flujo turbulento vertical de calor latente, los cuales se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$Q_h = \rho C_p \overline{W'T'}$$

$$Q_e = \lambda \overline{W'Ha'}$$

donde ρ es la densidad del aire medida en esta región (1.02 kg m^{-3}), C_p el calor específico del aire a presión constante ($1004 \text{ JKg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y λ es el calor latente de evaporación (2500 kJ kg^{-1}). $\overline{W'Ta'}$ es la covarianza de la velocidad de viento vertical y la temperatura, mientras que $\overline{W'HA'}$ es la covarianza de la velocidad de viento vertical y la humedad absoluta.

El albedo fue calculado mediante el cociente entre la radiación de onda corta saliente y entrante. Similarmente se hizo con la emisividad para la radiación de onda larga.

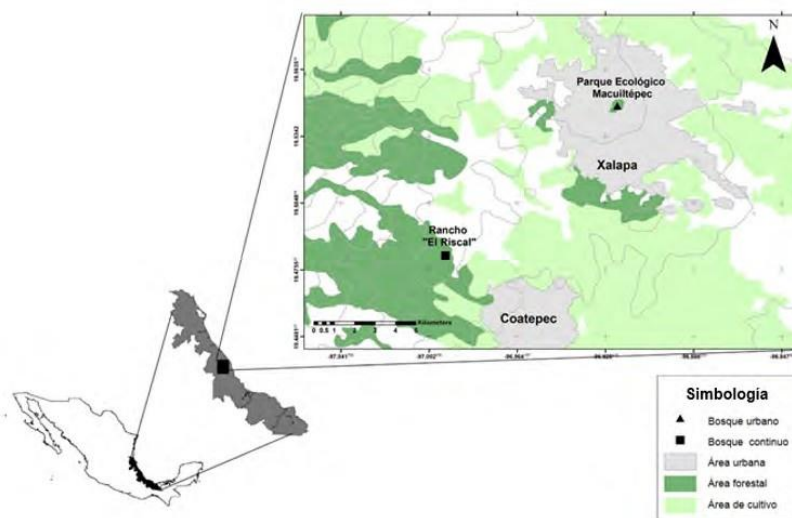


Figura 2.29. Zona de estudio dentro de la RCVGM. La distancia (en línea recta) entre sitios de estudio es de 10 km aproximadamente, localizándose ambos en áreas forestales donde predomina el TMCF. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. (2019).

Por otro lado, Q_s es el flujo de energía en la superficie (suma del calor almacenado en el suelo y la vegetación). Si Q_h , Q_e o Q_s es negativo el sistema está ganando energía de los alrededores.

También se realizó el cálculo del área fuente para conocer la representatividad espacial de los sensores en el bosque urbano. Se estimó qué fracción de las mediciones corresponde al bosque urbano o a la urbe. En el bosque natural no se consideró necesario este cálculo, ya que la cobertura es homogénea (Figura 2.29). Se utilizó el modelo de Schuepp et al. (1990) dado por la ecuación:

$$F(x) = \frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = \frac{2x_m}{x^2} \phi_m \exp \left[\frac{-2x_m}{x} \phi_m \right]$$

x es la distancia desde el punto de medición (metros), x_m es la distancia a la cual el área fuente tiene un máximo (metros), y ϕ_m es una función de corrección de la estabilidad que puede expresarse como (Dyer, 1974):

$$\phi_m = \left[1 - 16 \frac{z}{L} \right]^{-0.25}$$

z es la altura de medición (metros) y L es la longitud de Monin-Obukhov (metros, Monin y Obukhov, 1954) obtenida a través de la ecuación:

$$L = \frac{u^{*3}}{k \frac{g Q_h}{T \rho C_p}}$$

donde $\frac{Q_h}{\rho C_p} = \overline{W'T'}$

$\overline{W'T'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire. u^* es la velocidad de fricción obtenida mediante la ecuación:

$$u^* = \left[\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2} \right]^{1/4}$$

Y por último x_m se calcula como sigue:

$$x_m = \frac{uz}{u^* 2k}$$

u es la velocidad horizontal del viento (m/s) y k es la constante de Von Karman (0.41).

A partir de esto Domínguez-Eusebio et al. (2016) obtuvieron que durante el día los sensores son influenciados mayormente por el bosque urbano que por la ciudad (80% y 20% respectivamente). Durante la noche, la contribución cambia a un 20% bosque y 80% ciudad.

En la Tabla 2.5 se muestran los valores medios del balance de energía en días despejados obtenidos por Domínguez-Eusebio et al (2016). En la noche, la principal fuente de energía es la superficie, puesto que reemite la almacenada durante el día. En el bosque natural, a pesar de que la superficie almacena más energía que la urbana, para la noche presenta un menor flujo de energía superficial (50 vs. 58.18 W/m²). De ésta, 50 y 57 W/m² son reemitidos en el bosque natural y bosque urbano, respectivamente.

Durante el día, el bosque de niebla natural presenta valores medios de 368 W/m² de radiación neta, de los cuales 169 W/m² (46%) son disipados por el flujo de calor sensible, 95 W/m² (26%) por el flujo de calor latente y los 104 W/m² (28%) restantes se almacenan en la superficie. El bosque urbano presenta un aumento de la radiación neta de 35 W/m², así como 17 y 25 W/m² en los flujos de calor sensible y latente respectivamente. El flujo de calor almacenado en la superficie sufre una disminución de 6.4 W/m².

Tabla 2.5. Se muestran los valores medios del balance de energía (W/m²) en días despejados. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. (2016).

Periodo	Sitio	T (°C)	Evaporación (mm)	Q _h	Q _s	Q _l	Q*	β
Diurno	Urbano	18.17	1.63	185	119	98	403	1.55
	Natural	17.74	1.39	169	95	104	368	1.78
Nocturno	Urbano	14.58	0.11	-5	4	-58	-57	-1.34
	Natural	14.69	0.08	-4	3	-50	-50	-1.14

En la Figura 2.30 se observa que es durante la mañana (8:30-12 HL) que se observan diferencias significativas entre bosque rural y urbano de los flujos de calor latente y sensible (aumento en el bosque urbano de

17 W/m^2 y 37 W/m^2 respectivamente). De acuerdo con Domínguez- Eusebio et al. (2019), en el bosque rural la energía fue primordialmente almacenada en vez de disipada por estos dos flujos.

En el bosque urbano la energía es disipada rápidamente por los flujos de calor sensible y latente, siendo de menor magnitud la almacenada en la superficie. Es posible que el aumento de Q_e y Q_h resulte en una disminución de la energía que podría almacenarse, aunado al aumento del albedo (onda corta) y disminución de la radiación de onda larga en superficie (por menor emisividad).

Como se mencionó, el cambio de uso de suelo debido a asentamientos humanos afecta el comportamiento de los procesos en la superficie, en este caso una disminución en la absorción de onda corta y larga (Figura 2.31). En la radiación de onda corta se debe a que durante las primeras horas de la mañana, cuando la altura solar es baja, los rayos solares son mayormente reflejados por las construcciones alrededor del bosque urbano lo que provoca que en este periodo se registren valores más altos de albedo. Por otro lado, el bosque natural presenta menor albedo en estas horas ya que la energía es absorbida por los troncos de la vegetación. Posteriormente, a medida que la altura solar aumenta y los rayos solares son menos oblicuos a la superficie, el albedo en ambos sitios se torna similar, aunque permanece ligeramente mayor en el bosque urbano (0.13 ± 0.03) en comparación con el bosque rural (0.11 ± 0.02 ; Figura 2.31, Domínguez-Eusebio et al. 2019) en el periodo de 8:15 - 19:15 HL. Cabe mencionar que los valores obtenidos están en un rango similar al calculado por Holwerda et al., (2016) para la misma zona de estudio.

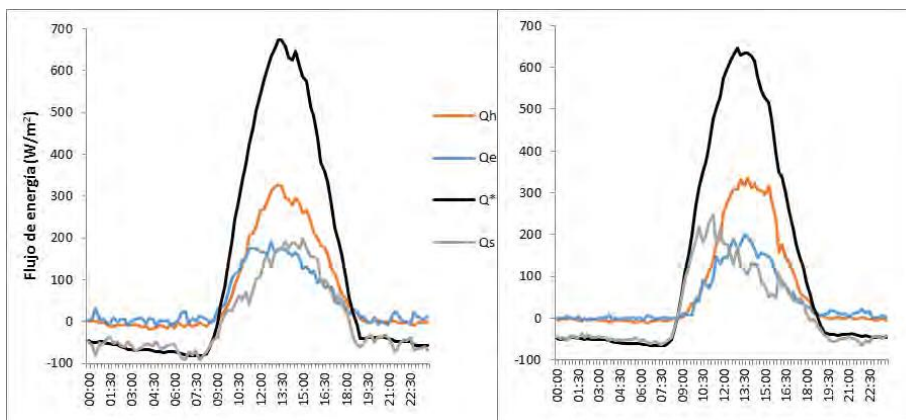


Figura 2.30. Balance de energía medio diario, bosque urbano (izquierda) el natural (derecha). Se muestran diferencias principalmente en los flujos de calor latente y en el almacenado en la superficie, al igual que en la radiación neta. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. 2019.

Por otro lado, la emisividad de la superficie presenta un comportamiento contrario al albedo, es decir, menor en el bosque urbano respecto al natural (-0.004 ± 0.04 vs. 0.01 ± 0.11 , entre 8:15 y 19:15 HL), debido a que el mayor albedo en la ciudad provoca menor absorción y por tanto también una menor reemisión de radiación.

Para el caso del periodo nocturno, el patrón observado indica que en la superficie se re-emite más energía en el bosque urbano (58.54 W/m^2) que en el natural (48.77 W/m^2). De acuerdo con Christen y Vogt (2004) la reemisión de Q_s en la noche es mayor en las ciudades en comparación con zonas rurales. Domínguez-Eusebio et al. (2016) encontraron que en el bosque urbano se reemitieron 8.07 W/m^2 más respecto al rural.

Con base en lo anterior se muestra cómo la urbanización modifica la distribución de la energía en el bosque de niebla (20% de las mediciones corresponden a un suelo urbano). Este aumento ocasiona una diferencia promedio en la temperatura de 1°C entre bosque urbano y natural (Figura 2.32). Durante la mañana, el bosque urbano presenta un calentamiento más rápido en comparación con el rural (Figura 2.33). La tasa de calentamiento alrededor de mediodía es de $1.47^\circ\text{C}/\text{hora}$. No obstante, en la tarde la tasa de enfriamiento es ligeramente más lenta en el bosque urbano.

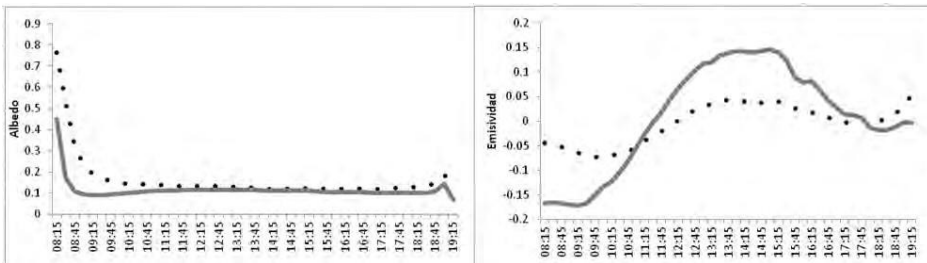


Figura 2.31. Emisividad (izquierda) y albedo (derecha) diurnos de un bosque urbano (línea punteada) y un bosque rural (línea continua) en la región de Xalapa, Veracruz, México. Los valores negativos de emisividad indican que el sistema reemite radiación hacia la atmósfera. Por otro lado los positivos indican absorción. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. (2019).

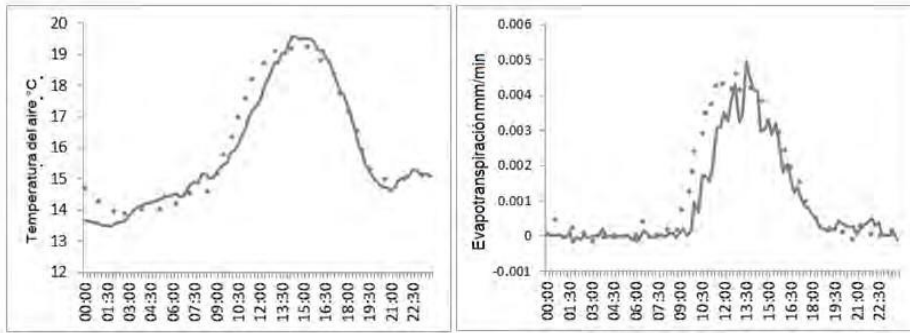


Figura 2.32. Temperatura y evapotranspiración media diaria en los sitios de estudio. Las diferencias más grandes se presentan durante la mañana, es decir entre 9 y 14 HL. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. (2019).

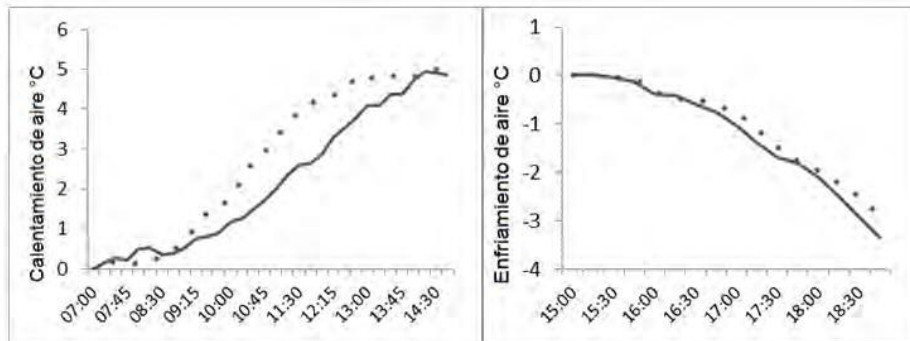


Figura 2.33. Calentamiento (izquierda) y enfriamiento (derecha) acumulados en un bosque urbano (línea punteada) y un bosque rural continuo (línea continua), en los días despejados de la temporada seca del año (diciembre de 2014 a marzo de 2015) en la región de Xalapa, Veracruz, México. Tomado de Domínguez-Eusebio et al. (2019).

Con respecto al flujo de calor latente, se observó que la urbanización provoca un incremento promedio de la tasa de evaporación de 0.01 mm (con respecto al bosque natural, Figura 2.32). Según Domínguez-Eusebio et al. (2016) el aumento de los flujos de calor latente con respecto al bosque natural se debe a alta disponibilidad de la ciudad de agua evaporable y su interacción con el ambiente circundante. En general, durante la mañana en el bosque natural la energía se almacena en la superficie y en el urbano se distribuye en calor latente y sensible ocasionando un calentamiento

De este modo las diferencias en los procesos de transferencia de energía de la superficie-atmósfera en los bosques estudiados parecen estar controladas por variaciones en el tipo de cobertura del suelo, que influyen directamente en la energía disponible y a su vez en la distribución de la energía (Domínguez-Eusebio et al. 2019).

.3. MODELACIÓN NÚMÉRICA

3.1 PARAMETRIZACIONES EN WRF

Como se ha mencionado anteriormente la RCVGM, por los sistemas de circulación que le afectan en distintas épocas del año y por la orografía variada y su cercanía al mar, es una región de interés para la exploración del acoplamiento entre la capa atmosférica, la capa de mezcla, la capa nubosa y la circulación sinóptica. Se han realizado esfuerzos por contar con la mayor información meteorológica posible, con el fin de mejorar la modelación numérica de los procesos atmosféricos que ocurren en la RCVGM. Además de esto, la mejora de las simulaciones numéricas del clima se puede lograr a través de la elección de esquemas adecuados de parametrización (Flaounas et al. 2006; Hu et al. 2010; Shin y Hong, 2011).

Luévano (2014) realizó un estudio utilizando el modelo numérico WRF (Weather Research and Forecasting), cuyo objetivo fue seleccionar la parametrización de capa límite planetaria con la cual las simulaciones serían adecuadas para algunas variables meteorológicas. En este trabajo se seleccionaron tres diferentes parametrizaciones y se realizó una evaluación, a través de un análisis estadístico, de las salidas del WRF utilizando datos observados en distintos puntos de la RCVGM. Dentro del periodo septiembre a noviembre del 2010 fue posible capturar la respuesta del modelo ante la presencia de un ciclón

tropical y FF. La resolución de los cuatro dominios anidados considerados en este trabajo son: 27, 9, 3 y 1 km.

Las parametrizaciones consideradas son: Mellor-Yamada-Janjic (MYJ), Universidad de Yonsei (YSU) y Modelo convectivo Asimétrico versión dos (ACM2) las cuales se describen ampliamente en el trabajo de Luévano (2014).

Con el fin de comparar las salidas del WRF con datos observados, se eligió un punto dentro de la RCVGM, el cual fue la CNLV. Se obtuvo la marcha diurna de algunas variables (temperatura, humedad relativa, viento y precipitación) a partir de datos tri-horarios promediados para todo el periodo de estudio. De acuerdo a la Figura 3.1, se concluye que el modelo logra reproducir la marcha de la temperatura durante la mañana y primeras horas de la tarde, mientras que hacía la noche la diferencia entre lo observado y lo modelado aumenta hasta 2°C.

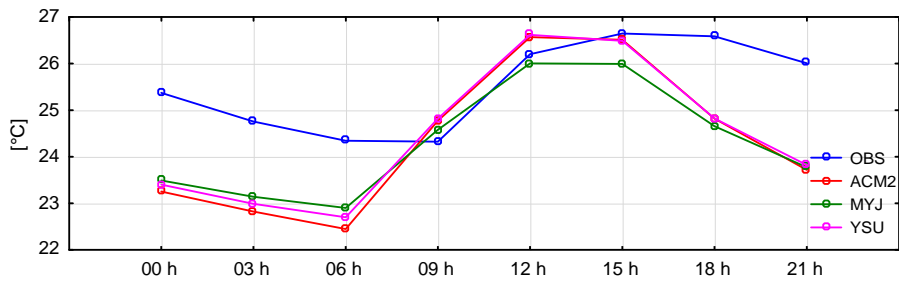


Figura 3.1 Temperatura (en °C) promedio cada 3 h en CNLV (azul), simulada con ACM2 (roja), MYJ (verde) y YSU (rosa).

Con respecto a la precipitación, el modelo parece simular adecuadamente esta variable hacia las horas de la tarde, pero la simulación es pobre hacia las horas de la noche y mañana (21 a 9 hora local; Figura 3.2).

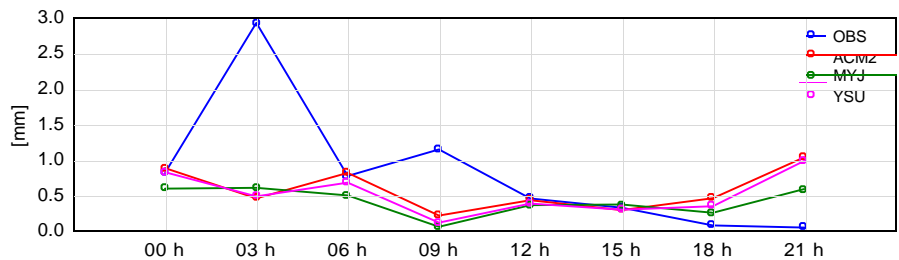


Figura 3.2. Como la Figura 3.1 pero para precipitación (en mm).

Se realizaron simulaciones numéricas durante un evento de ciclón tropical, huracán Karl, que impactó las costas de la porción central de la RCVGM (parte central del estado de Veracruz) el día 17 de septiembre del 2010. Se observó que la variación altitudinal de la temperatura en la RCVGM es simulada de manera casi correcta (con valores más bajos en la montaña con respecto a la costa) por el modelo (Figura 3.3). La humedad relativa es simulada con un patrón similar a lo observado (Figura 3.4). En cambio, el modelo sobreestimó la cantidad y extensión espacial de la precipitación (Figura 3.5).

Se consideró como evento invernal el FF no. 8, situado sobre la porción central de la RCVGM el día 19 de noviembre del 2010. Para este día el modelo fue sensible a la disminución de la temperatura debido a la masa fría asociada al FF (Figura 3.6). Las estaciones registraron un incremento en la humedad relativa y este comportamiento fue solo capturado por las parametrizaciones ACM2 y YSU (Luévano, 2016; Figura 3.7). En general se observa que el modelo subestima la precipitación durante el FF (Figura 3.8).

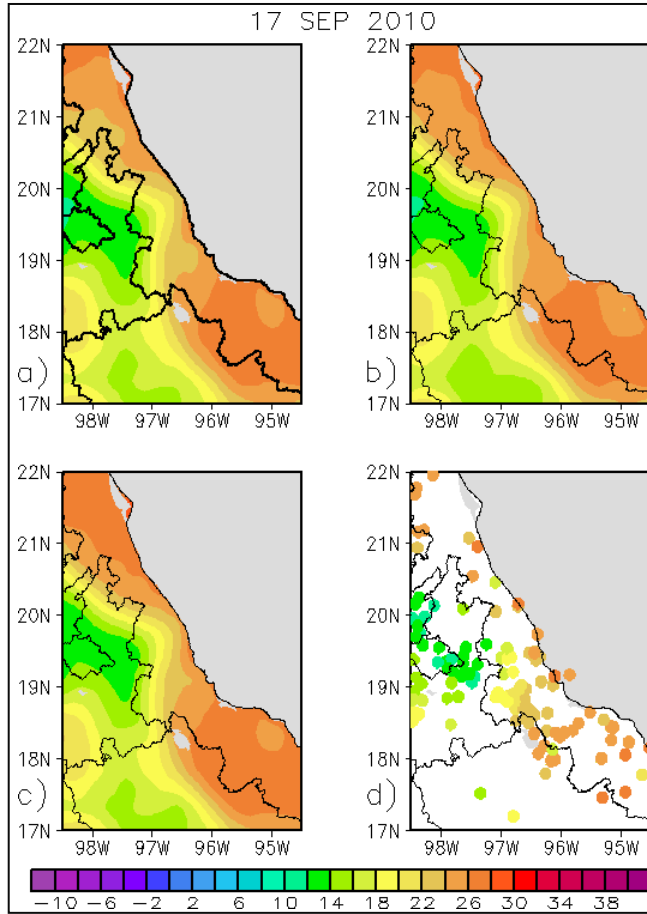


Figura 3.3. Temperatura media ($^{\circ}$ C) durante el huracán Karl, simulada por el modelo WRF con la parametrización a) ACM2, b) MYJ, c) YSU y d) observada.

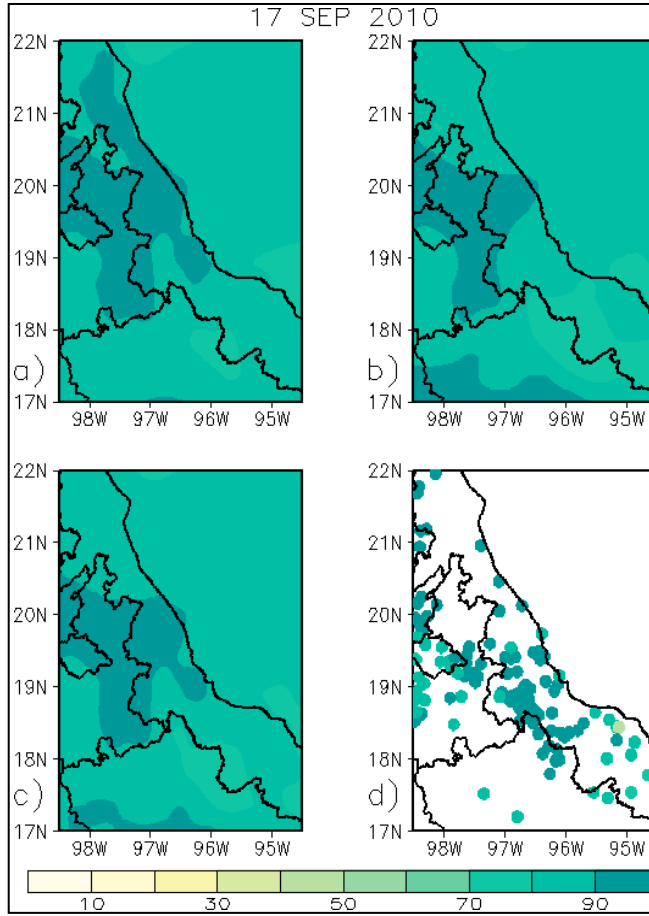


Figura 3.4. Como la Figura 3.3 pero para humedad relativa (%)

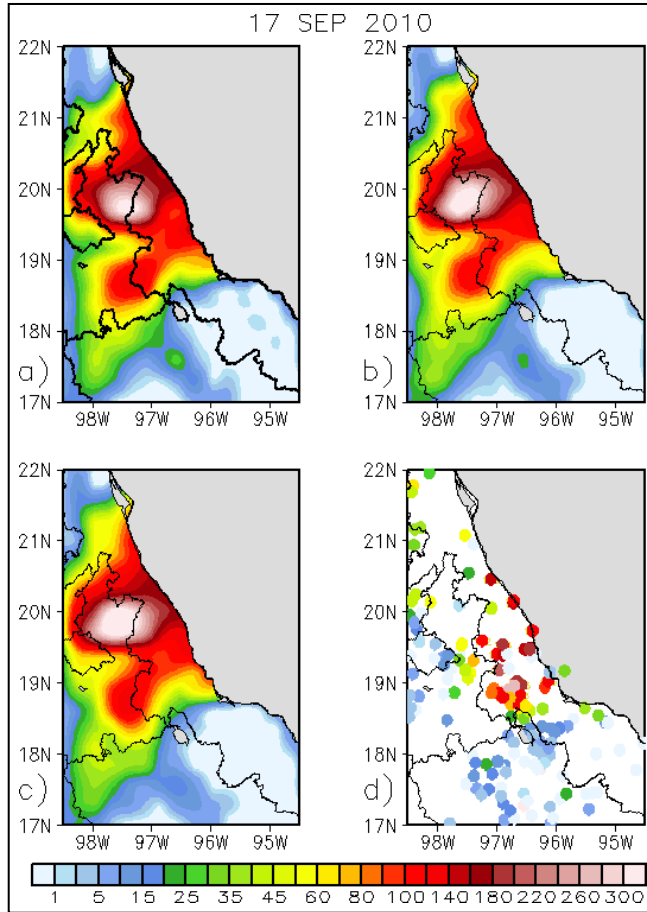


Figura 3.5. Como la Figura 3.3 pero para precipitación (mm)

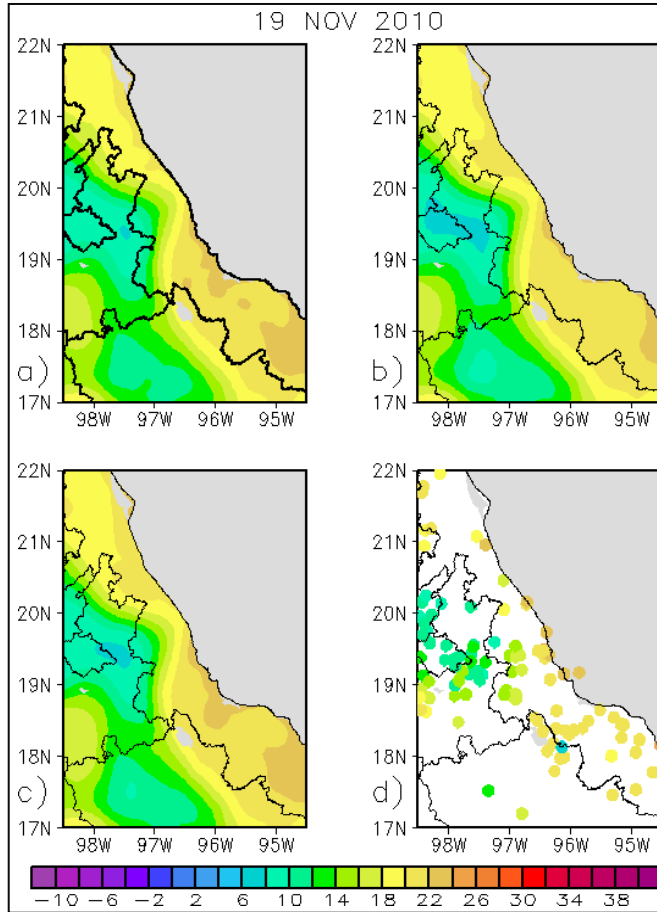


Figura 3.6. Temperatura media ($^{\circ}\text{C}$) en el paso del Frente Frío no. 8 simulada por el modelo WRF con la parametrización a) ACM2, b) MYJ, c) YSU y d) observada.

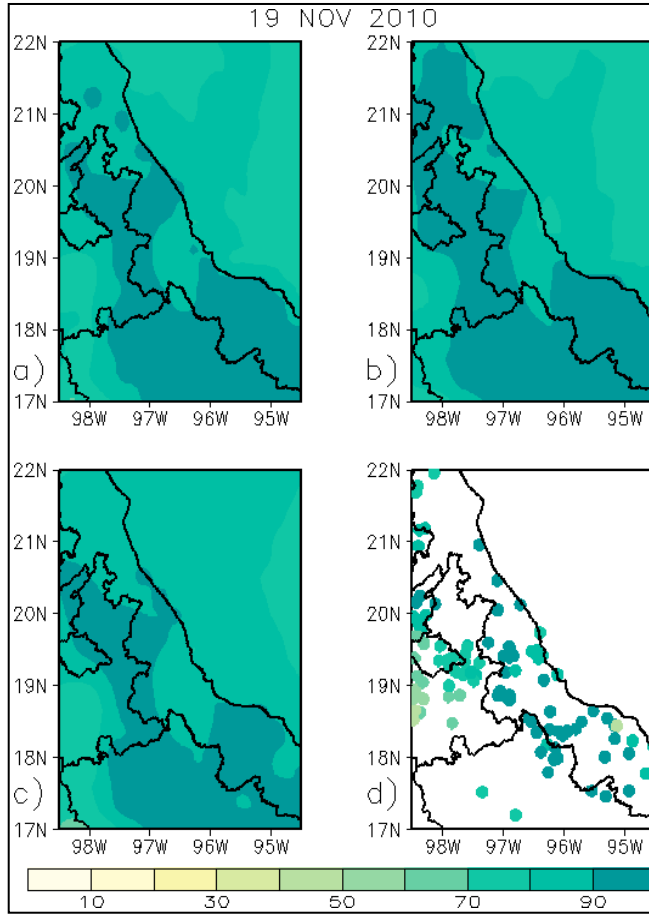


Figura 3.7. Como la figura 3.6 pero para humedad relativa (%).

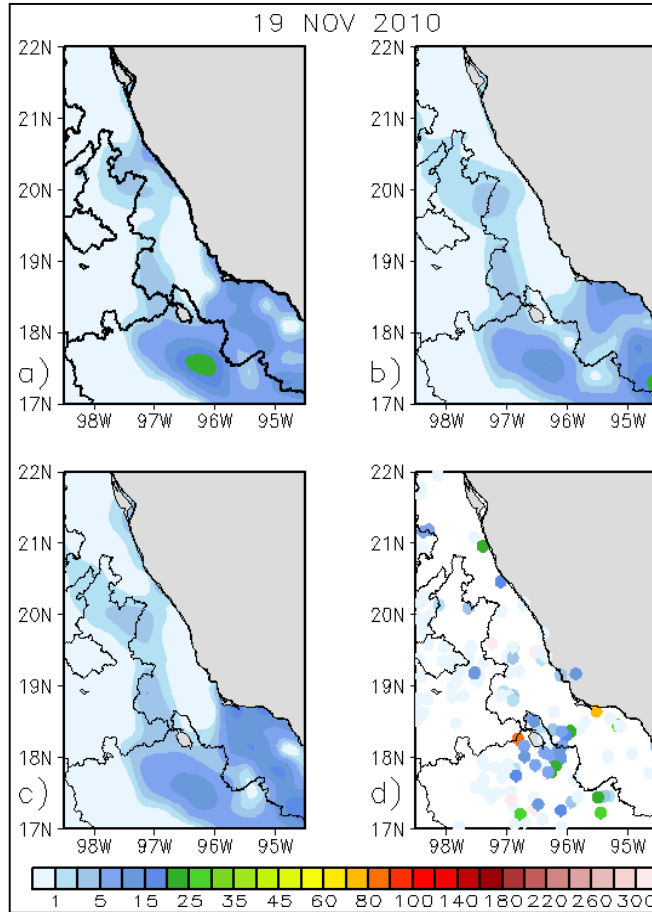


Figura 3.8. Como la Figura 3.6 pero para precipitación (mm).

En general, la magnitud de la temperatura fue subestimada por las tres parametrizaciones (la temperatura máxima y mínima). Sin embargo, la parametrización que mejor simuló dicha variable fue ACM2, teniendo resultados pocos favorables con la parametrización MYJ. De acuerdo a Luévano (2014) el modelo WRF no logra capturar de manera correcta la variación espacial y temporal de la precipitación.

La resolución de 3 km y la parametrización ACM2, fue la configuración que mejor simuló la temperatura. La resolución de 3 km junto con la parametrización YSU, parece simular mejor la precipitación (con respecto al resto en todos los dominios). Para el caso de la humedad relativa, fue la resolución de 1 km con la que se obtuvo la mejor simulación. Con respecto al viento, la resolución más fina (1 km) generó las mejores simulaciones junto con la parametrización YSU. Luévano (2014) concluye que para simular de manera adecuada las

variables antes mencionadas es importante considerar diferentes esquemas de parametrización de capa límite y resolución del dominio, además de incluir información en la vertical y datos oceánicos. Los resultados presentados anteriormente fueron comparados con lo obtenido por el modelo de predicción Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). De igual manera se utilizaron tres dominios anidados con la misma resolución al experimento anterior y las parametrizaciones se muestran en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Parametrizaciones físicas utilizadas para la simulación con el modelo RAMS

Parametrización	Esquema
Radiación (onda corta y onda larga), calculado en intervalos de 1200 s	Chen-Cotton
Cúmulos parametrización, tendencias calculadas cada 1200 s	Kuo
Microfísica	Walko et al, Nivel 3
Turbulencia	Mellor-Yamada

Con el fin de mostrar las diferencias entre las simulaciones numéricas entre WRF y RAMS, se presenta lo obtenido durante el FF no. 8 (anteriormente descrito). En el caso de la temperatura, ambos modelos responden a los efectos de la masa de aire frío (descenso de la temperatura; Figura 3.9). Con respecto a la precipitación, tanto el WRF como RAMS, muestran una distribución espacial similar a lo observado, aunque la magnitud es representada mejor por el WRF (Figura 3.10).

19 NOV 2010

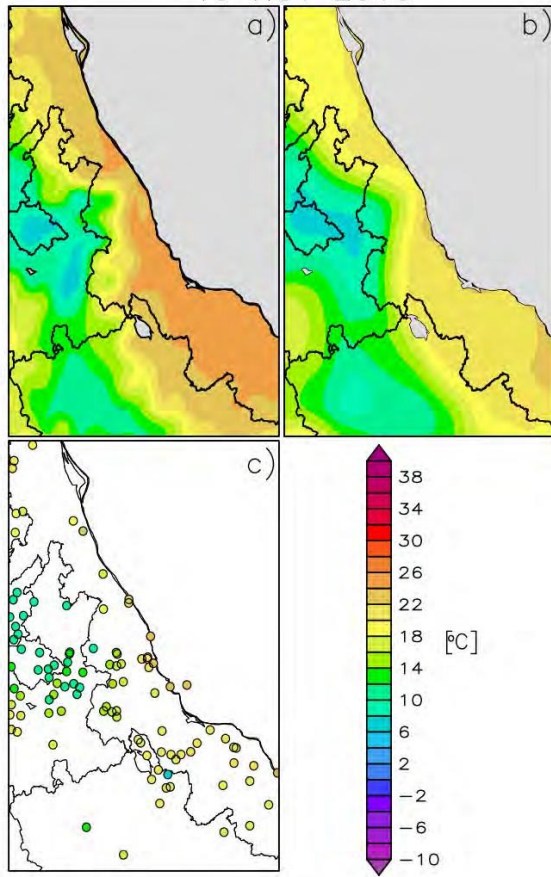


Figura 3.9. Temperatura media (°C), a) RAMS, b) WRF, c) observada, durante el FF no. 8.

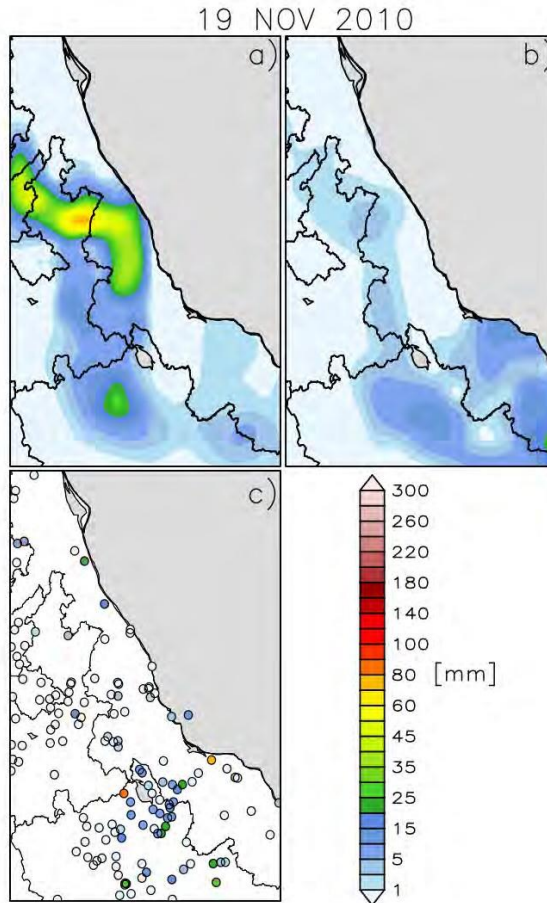


Figura 3.10. Similar a 3.9 excepto que ahora se presenta la precipitación (mm).

Otro estudio utilizando WRF fue realizado por Meza (2017), con el fin de evaluar la habilidad de dicho modelo para representar los campos de viento, temperatura, humedad y presión atmosférica en una región con topografía compleja.

3.2 HABILIDADES DEL WRF

En terrenos con topografía compleja en algunas ocasiones la superficie no es representada adecuadamente, puesto que la resolución espacial es mayor que el tamaño de los elementos que componen el relieve, teniendo como consecuencia que los campos de presión, temperatura, humedad relativa y en especial dirección y magnitud del viento, no puedan ser simulados correctamente. Para resolver lo anterior no solo es necesario adecuar las parametrizaciones de capa límite, sino simular

los flujos sobre el terreno complejo (Meza, 2017). Debido a lo anterior, se realizaron experimentos considerando las parametrizaciones de arrastre en superficie disponibles en el modelo en el WRF versión 3.7.1. Además se busca corregir la sobrestimación de la variabilidad del viento, representación del viento climatológico y variaciones intradiurnas en las zonas de montaña, que de acuerdo a Jiménez y Dudhia (2011) es donde el modelo por defecto muestra dificultades para reproducir dicha variable. Estas parametrizaciones son TOPO_WIND0 donde la parametrización de arrastre es apagada en el modelo. TOPO_WIND1 (Jiménez y Dudhia 2011) que distingue entre planicies, valles, montañas y colinas. TOPO_WIND2 (Mass y Ovens, 2011), que determina la varianza del terreno en escalas inferiores a la de la malla. Además, hace que el arrastre en superficie dependa de la rugosidad usada en el modelo.

Por otro lado, se consideró el problema de valores iniciales del WRF utilizando el conjunto de datos GFS (El Sistema de Pronóstico Global) y NARR (Reanálisis Regional de América del Norte), con el propósito de identificar cuál es más eficiente para este tipo de estudios en una región con barreras montañosas.

El GFS es un modelo producido por el Centro Nacional para Predicción Ambiental de los Estados Unidos (NCEP por sus siglas en inglés). Las salidas contienen datos de temperatura, viento, precipitación, humedad del suelo y concentración de ozono en la atmósfera; la anchura de la malla es de alrededor de 28 km de resolución cada tres horas.

Por su parte el NARR contiene datos de temperatura, viento, humedad y datos de suelo, entre otros. De igual manera es desarrollado por el NCEP. El reanálisis se compone de 84 variables en 29 niveles de presión (1000 a 100 hPa). El periodo de datos es de enero de 1979 a 2015 con una resolución de 32 km, y con una resolución temporal de tres horas y mensuales (Méndez, 2015; Salas, 2016).

Se diseñaron tres experimentos que se realizaron para el periodo del 28 junio al 4 julio del 2015, los cuales se describe en la Tabla 3.2.

Para evaluar las simulaciones del WRF se consideraron los datos recolectados durante la campaña de mediciones de verano, descrita en el apartado 2.3. Además, se realizó una evaluación estadística del desempeño del WRF durante el periodo ya mencionado. A continuación, se describe brevemente las métricas utilizadas:

- a) Correlación de Pearson (R): Proporciona una medida adimensional de la relación entre los datos simulados y observados. Un valor -1 corresponde a una correlación inversa perfecta y 1 una correlación lineal perfecta.
- b) Sesgo: Error medio (ME por sus siglas en inglés) es la diferencia entre la media de los valores simulados y media de las observaciones. Este error proporciona una medida de cuánto el modelo tiende a subestimar o sobrestimar los valores observados.
- c) Error absoluto medio (MAE): Es la media aritmética de la diferencia absoluta entre pares de simulaciones y observaciones. Dicho de otra forma, es la magnitud promedio del error de las simulaciones. Por lo tanto, el MAE es cero si la simulación es perfecta, y se incrementa mientras la simulación es más discrepante de la observación, y está definido como sigue:

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |x_k - o_k|$$

donde:

X_k es el valor simulado

O_k es el valor observado

n es el valor total de la muestra de datos

- d) Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE): Raíz cuadrada del promedio al cuadrado de la diferencia entre los pares de simulados y observados. Éste es sensible a grandes discrepancias.

$$\text{MSE} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_k - o_k)^2$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\text{MSE}}$$

donde:

x_k es el valor de la simulación

o_k es el valor observado

n es el número total de datos

- e) Sesgo de la dirección del viento (BIASD): Otorga una medida (en °) de la desviación de la dirección del vector simulado respecto de la dirección del vector observado. Se define por la ecuación:

$$\text{BIASD} = \sum_{k=1}^n \left(\frac{D}{n} \right)$$

donde

si $d < d_{\text{obs}}$:

$$D = d - d_{\text{obs}} \text{ sí } |d - d_{\text{obs}}| < |360 + (d - d_{\text{obs}})|$$

$$D = 360 + (d - d_{\text{obs}}) \text{ sí } |d - d_{\text{obs}}| > |360 + (d - d_{\text{obs}})|$$

si $d > d_{\text{obs}}$:

$$D = d - d_{\text{obs}} \text{ sí } |d - d_{\text{obs}}| < |(d - d_{\text{obs}}) - 360|$$

$$D = (d - d_{\text{obs}}) - 360 \text{ sí } |d - d_{\text{obs}}| > |(d - d_{\text{obs}}) - 360|$$

en las cuales:

d es la dirección del viento simulada

d_{obs} es la dirección del viento observada

n es el número total de datos.

Tabla 3.2. Características de los dominios. Modificada de Meza (2017).

DOMINIOS	NÚMERO DE PUNTOS DE MALLA		RESOLUCIÓN km	COORDENADAS
	dirección este-oeste	dirección sur-norte		
No. 1	44	44	20	15.85-24 °N 100.36- 91.63° W
2	109	133	5	16.77 - 23.16°N 99.2 – 93.6 °W
3	176	236	1	18.87 – 21.16 °N 97.6 – 95.8 °W

Meza (2017) también evaluó las variables pronosticadas a través de los diagramas de Taylor (Figuras 3.11 y 3.12), que proveen una forma gráfica de visualizar la relación que existe entre valores simulados y datos observados. En estos diagramas se utiliza el coeficiente de correlación y la media cuadrática (Figuras 3.11), a partir de las desviaciones estándar de las simulaciones y las observaciones:

$$\sigma_x = \sum_{k=1}^n (x_k - \bar{x})^2,$$

$$\sigma_o = \sum_{k=1}^n (o_k - \bar{o})^2$$

y la diferencia media cuadrática:

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (x_k - o_k)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

donde,

x_k es el valor simulado

o_k es el valor observado

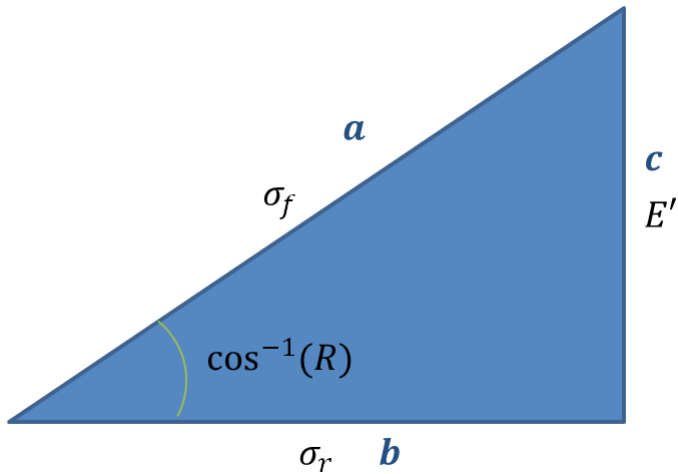


Figura 3.11. Relación geométrica entre el coeficiente de correlación R , el error de patrón centrado RMS (E'), y las desviaciones estándar σ_x y σ_o de los campos simulados y observados, respectivamente” (Modificado de Taylor, 2001).

Se tiene que:

El patrón centrado de la media cuadrática (RMS) está definido por:

$$E' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [(x_k - \bar{x}) - (o_k - \bar{o})]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$$

donde,

x_k es el valor simulado

\bar{x} es la media de las simulaciones

o_k es el valor observado

\bar{o} es la media de las observaciones

N es el número total de observaciones

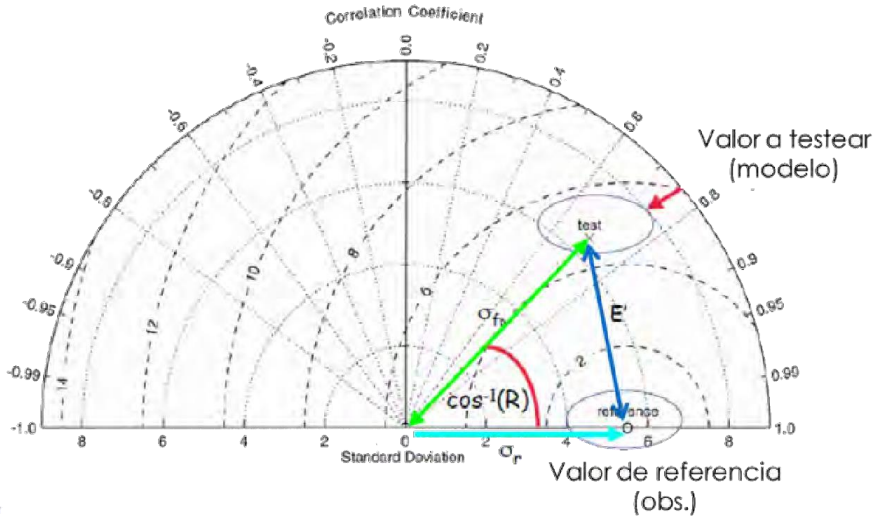
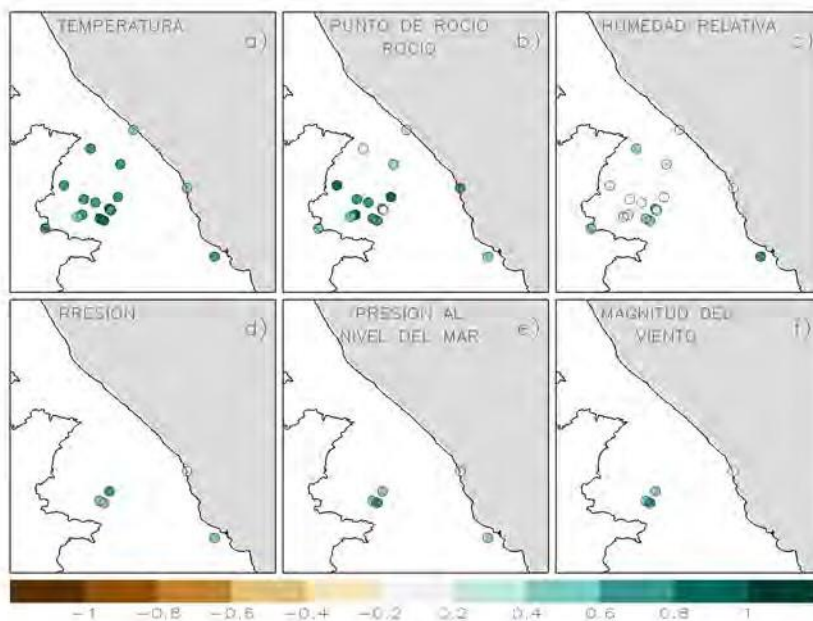


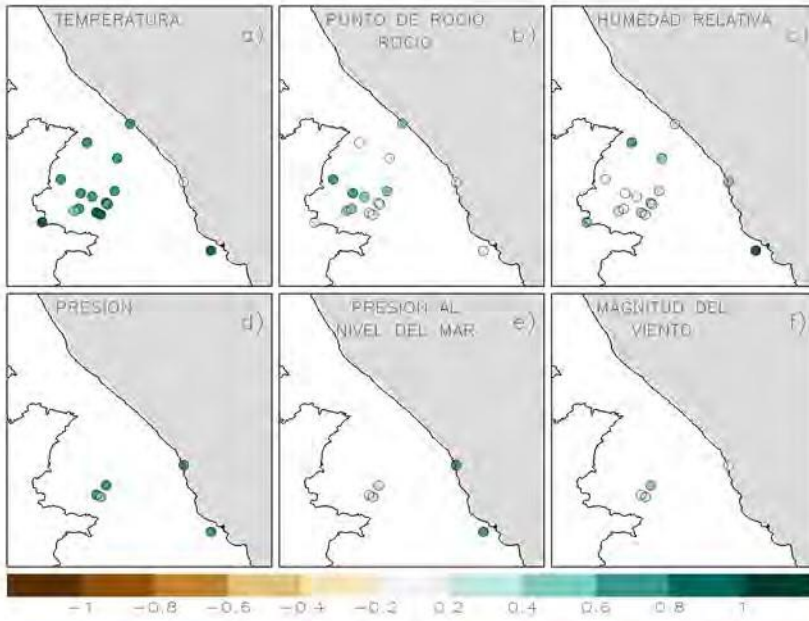
Figura 3.12. Diagrama de Taylor. La distancia radial desde el origen es proporcional a la desviación estándar de un patrón. La diferencia entre el campo simulado y el observado (RSM centrada) es proporcional a su distancia. La correlación entre los dos campos está dada por la posición azimutal del campo simulado (modificado de Taylor, 2001)

De acuerdo a Meza (2017) las simulaciones que se obtienen a partir de la parametrización WIND_TOP2 son las que muestran mejores resultados en comparación con las parametrizaciones TOPO_WIND0 y TOPO_WIND1 (las imágenes no se muestran). Con respecto a las condiciones iniciales, los experimentos forzados por GFS son los que presentan mayores coeficientes de correlación (entre observados-simulados) en relación con los forzados por NARR (Figuras 3.13a y b). Nótese que la métrica RMSE (Figura 3.14) permite ver con mayor claridad las deficiencias del modelo al inicializar los experimentos con el conjunto de datos NARR. Además, la variable de humedad relativa presenta mayores valores de RMSE con respecto al resto de las variables.

En general la variable mejor representada es la temperatura (con el conjunto de datos GFS, que como se mencionó mostró mejores resultados, Figura 3.13a) mientras que la humedad relativa es la variable peor simulada (Figuras 3.13a y 3.14). Las estaciones con mayor error fueron Altotonga y Macuiltépetl, con sesgos en la humedad que llegan a superar el 40% y de hasta 10°C en el punto de rocío (Figura 3.15). De acuerdo al MAE los errores más bajos (en comparación con el resto de las variables dentro de este experimento) corresponden a la temperatura (Figura 3.16).

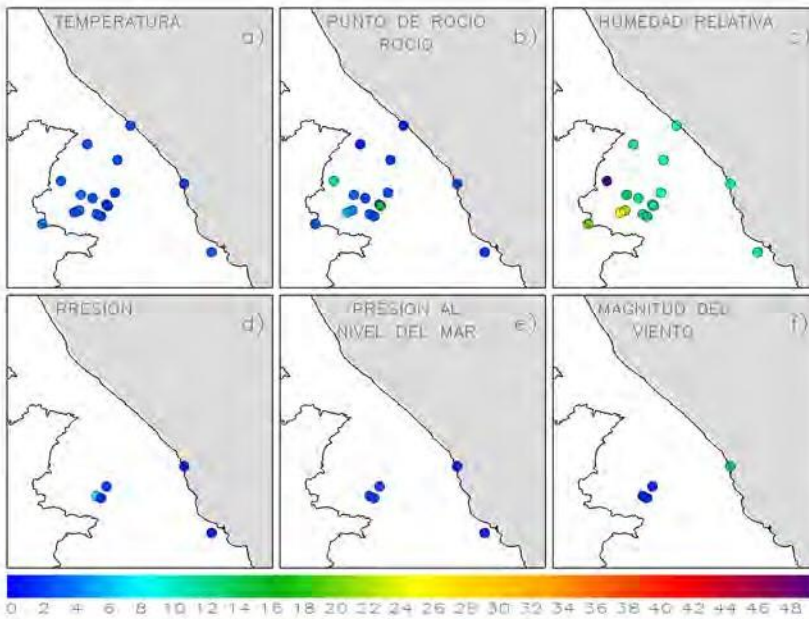


(a)

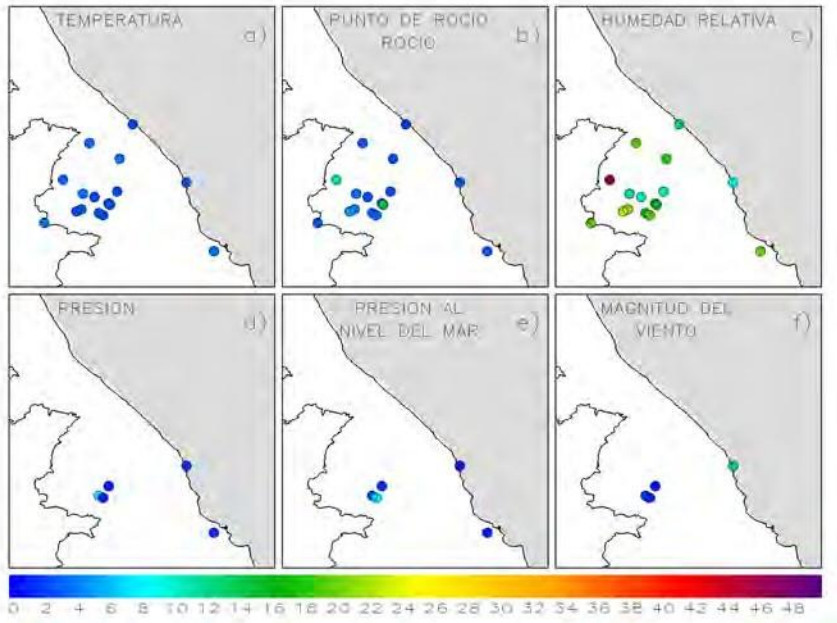


(b)

Figura 3.13. Correlación de Pearson bajo: a) Condiciones iniciales GFS y parametrización TOP WIND 2 y b) Condiciones iniciales NARR y parametrización TOP WIND 2.



(a)



(b)

Figura 3.14. Igual a 3.13 para raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE).

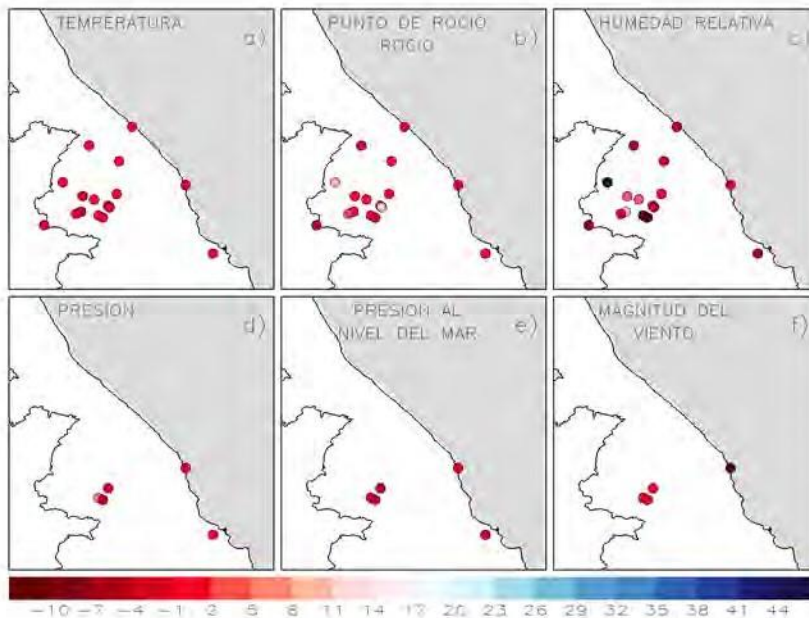


Figura 3.15. Sesgo (BIAS) experimento condiciones iniciales GFS con parametrización TOP WIND 2.

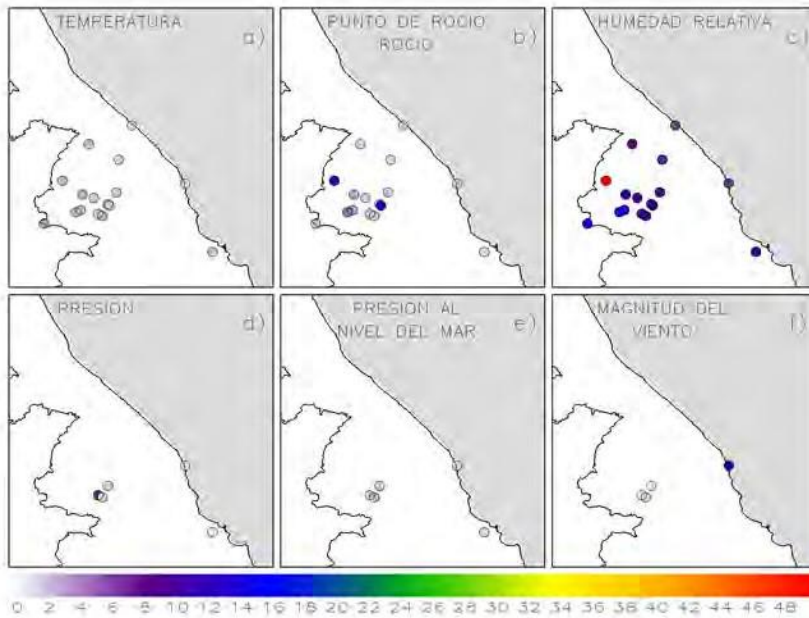


Figura 3.16. Igual a 3.15 para error absoluto medio (MAE).

Con respecto al sesgo de la dirección del viento y el ángulo medio, los experimentos inicializados a partir de datos del modelo GFS y parametrizados con la parametrización de Mass y Ovens (2012, TOPO_WIND2) son los que tienen un mejor desempeño (Figura 3.17) en comparación con el experimento al utilizar NARR (Figura 3.18).

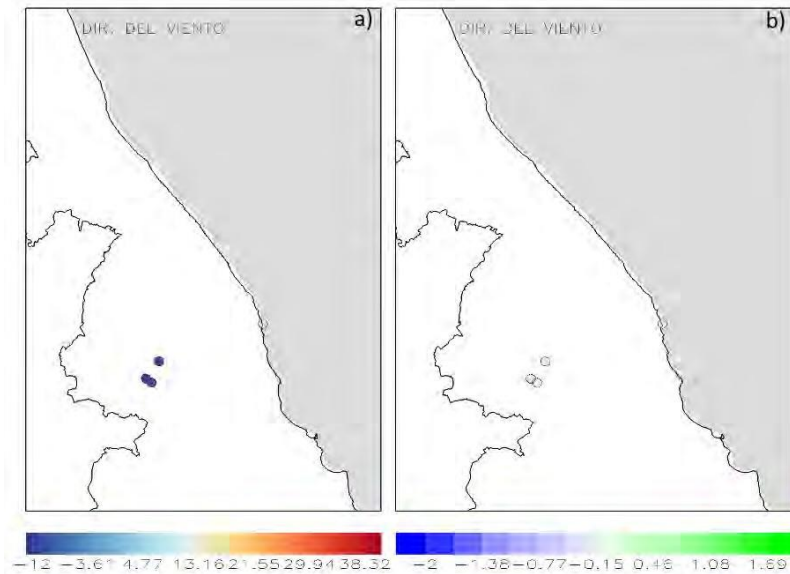


Figura 3.17. a) Sesgo de la dirección del viento (BIASD), b) ángulo medio (AE), condiciones iniciales GFS y parametrización TOP WIND 2.

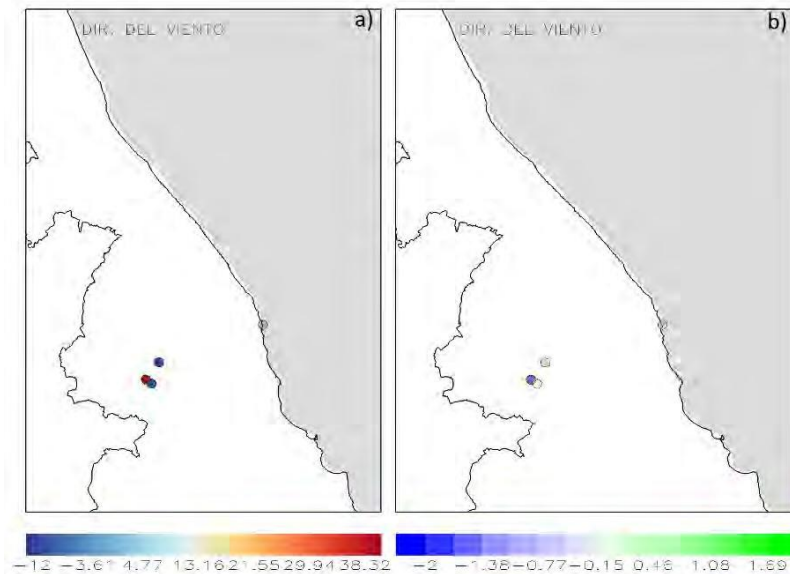


Figura 3.18. Igual que 3.17 pero utilizando condiciones iniciales NARR.

En los diagramas de Taylor se evaluó el modelo utilizando la serie más larga de datos observados en la estación LATEX (Laboratorio de Alta Tecnología de Xalapa) ubicada en la zona de montaña (localizada a 19.55°N, 96.92° W y 1466 msnm). Las variables evaluadas fueron:

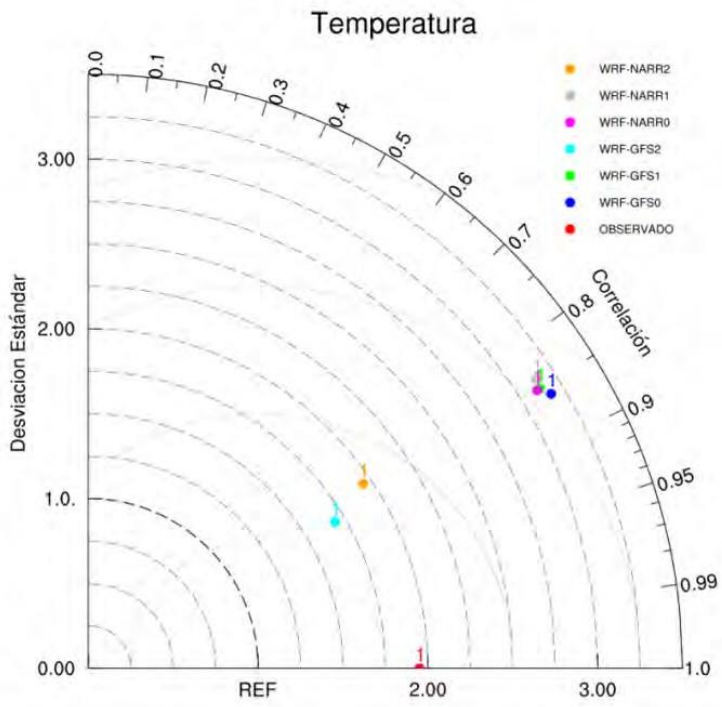
temperatura, temperatura de punto de rocío, presión, y magnitud del viento. Los experimentos con mejor desempeño serán los que presenten la desviación estándar más pequeña y la correlación más alta.

El experimento que representa mejor la temperatura observada es el experimento “WRF-GFS2” el cual fue forzado con datos del modelo GFS y parametrizado con arrastre TOPO_WIND2 (Figura 3.19a).

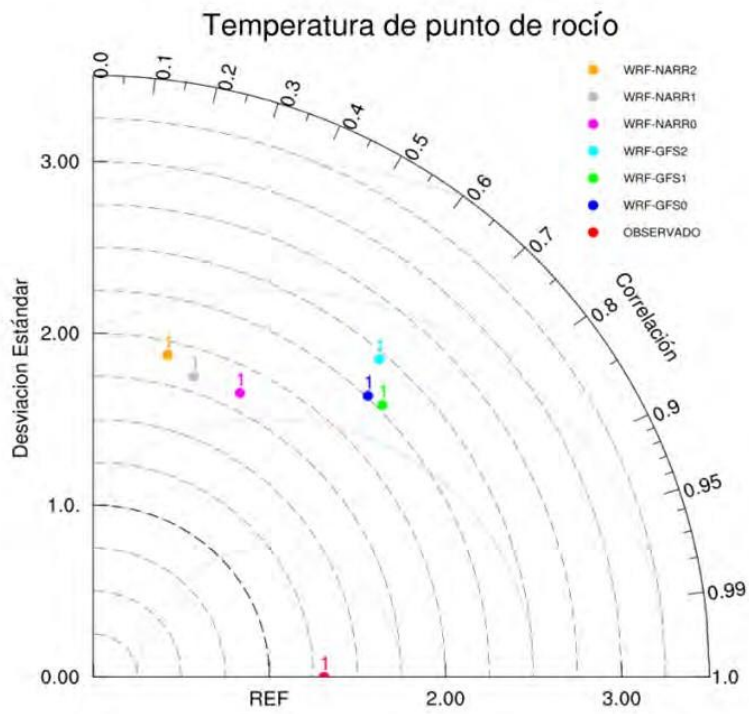
En el caso de la temperatura de punto de rocío, el experimento que logró un resultado mejor fue el “WRF-GFS1” que se inicializó con datos GFS y parametrizado con arrastre TOPO_WIND1 (Figura 3.19b).

La variable que presenta menos variaciones entre los experimentos es la presión en superficie. Los dos experimentos que logran un mejor desempeño son “WRF-GFS1” y “WRF-GFS2” que fueron forzados con datos de entrada del modelo GFS y parametrizados con ambos tipos de arrastre TOPO_WIND1 y TOPO_WIND2 respectivamente (Figura 3.19c).

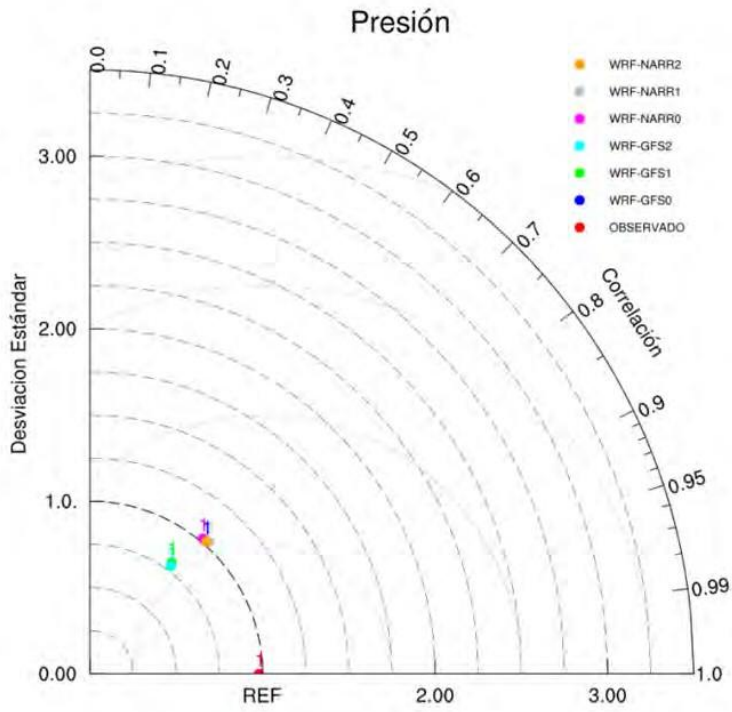
Para la magnitud del viento, los experimentos que fueron parametrizados con arrastre tienen resultados muy similares, pero el que presenta una correlación mayor con una desviación estándar menor, es el “WR-GFS2” forzado por datos del modelo GFS y parametrizado con TOPO_WIND2 propuesta por Mass y Ovens (2012, Figura 3.19d).



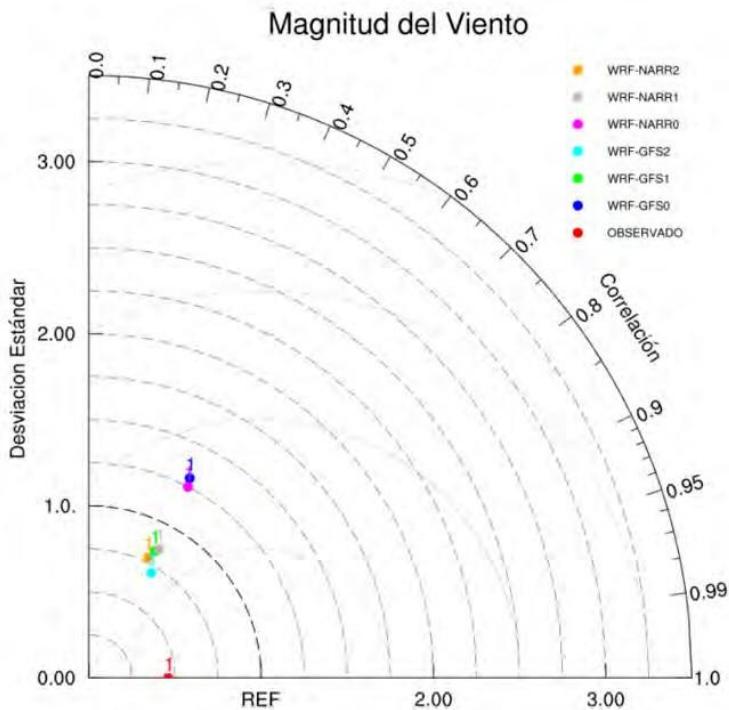
(a)



(b)



(c)

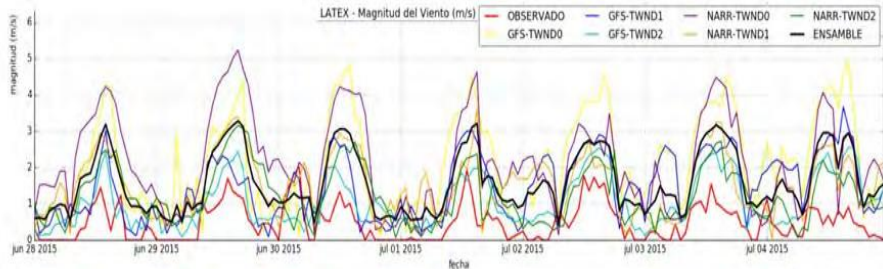


(d)

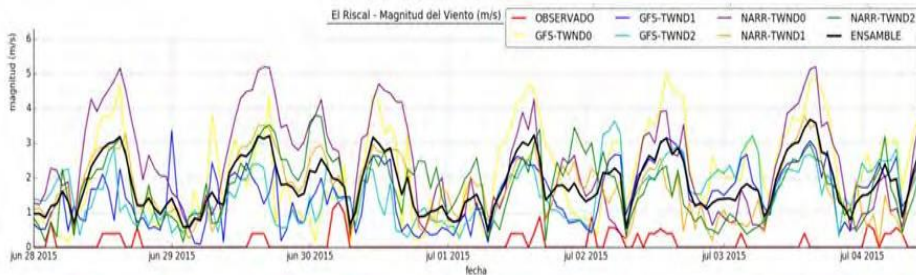
Figura 3.19. Diagrama de Taylor para un punto sobre la zona montañosa. a) Temperatura, b) Temperatura de punto de rocío, c) Presión y d) Magnitud del viento.

Por otro lado, Meza (2017) realizó una comparación entre lo observado y simulado del ciclo diario de algunas variables meteorológicas en el periodo de estudio. Se consideraron dos sitios sobre la montaña (LATEX y El Riscal ubicados a 19.55°N , -96.92°W y 1466 msnm y 19.4°N , 96.9°W a 1570 msnm respectivamente) para hacer dicha comparación.

En la Figura 3.20 se muestra el ciclo diario para el viento en los dos sitios antes mencionados y el ensamble (media de todos los experimentos). Como se mencionó anteriormente, se espera que al incluir un buen esquema de parametrización de arrastre de superficie, se logre una mejor simulación de los campos de viento. A partir de lo anterior se tiene que la mejor representación del viento se logra al utilizar la parametrización TOPO_WIND2 y con el conjunto de datos GFS (lo cuales tiene mayor resolución que los datos NARR). Sin embargo el modelo no logra representar las calmas y magnitudes pequeñas (en comparación con datos de otras horas del día).



(a)



(b)

Figura 3.20. Ciclo diario de la magnitud del viento en las estaciones de a) LATEX y b) El Riscal.

Meza (2017) también elaboró perfiles verticales de temperatura y humedad relativa para el día 1 de julio del 2015, en tres puntos sobre la planicie costera, con el fin de evaluar la capacidad del modelo para reproducir los perfiles verticales observados a partir de sondeos realizados con dron, estos son:

- 1) Santa Elena: 20.32°N, 96.99°W y 22 msnm.
- 2) El Fuerte: 20.29 °N, 96.97°W y 27 msnm.
- 3) San Rafael: 20.18°N, 96.87°W y 8 msnm.

Como ya se mencionó, la temperatura es la variable mejor simulada en el modelo al utilizar la parametrización TOPO_WIND2. Debido a lo anterior, se muestra la comparación de los perfiles de la temperatura observada (en los sitios ya mencionados) con las salidas obtenidas a partir de experimentos con dicha parametrización (Figuras 3.21 a 3.22).

Los mejores resultados se obtuvieron para la temperatura (en comparación con los otros sitios, Figuras 3.21 y 3.22) en El Fuerte, donde en general, si bien lo observado- simulado no muestra exactamente el mismo comportamiento, las curvas parecen mostrar valores similares en altura (curvas más cercanas). En superficie se observa una diferencia de 3 a 4 °C (entre simulado-observado, Figura 3.23). La sobreestimación observada, muy probablemente es debida a la

disminución de la advección en superficie ocasionada por la parametrización de arrastre (Meza, 2017).

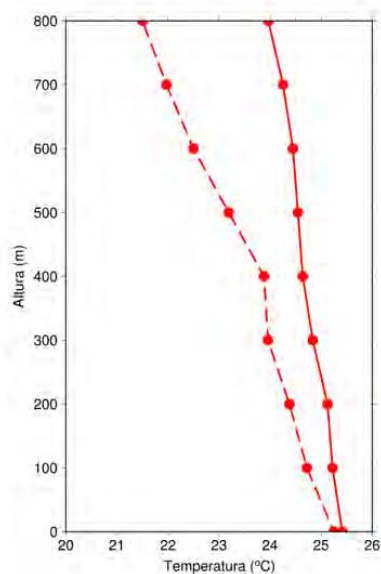
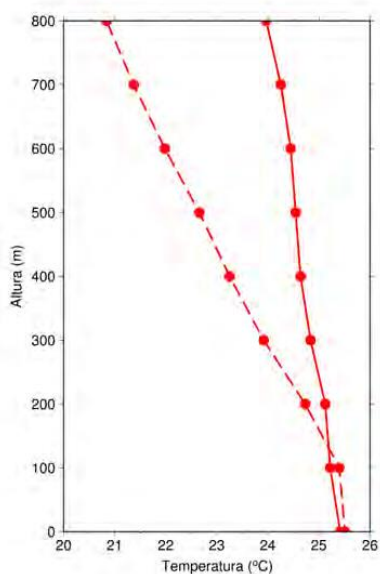


Figura 3.21. Temperatura en Santa Elena. Izquierda condiciones iniciales GFS y derecha condiciones iniciales NARR. En ambos casos se utiliza la parametrización TOP WIND 2. La línea sólida es la variable observada y punteada lo simulado.

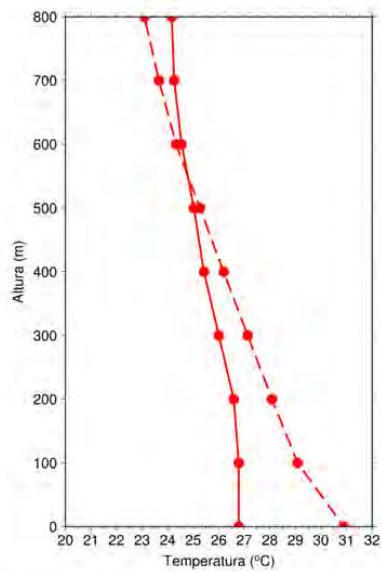
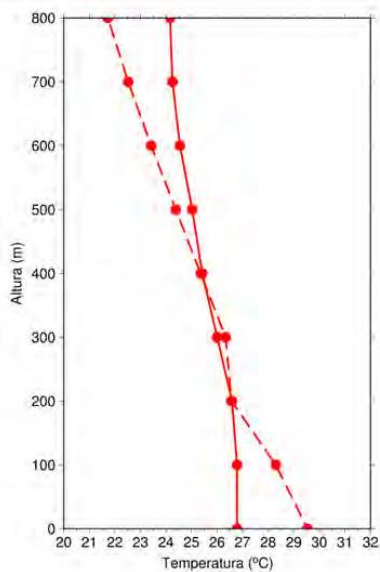


Figura 3.22. Igual que Figura 3.21 ahora para el sitio El Fuerte.

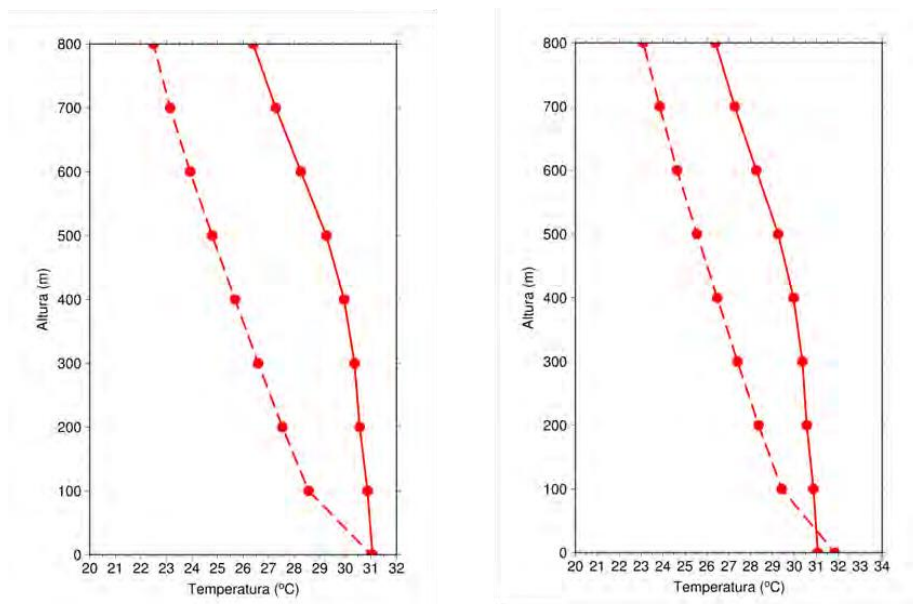


Figura 3.23. Igual que Figura 3.21 ahora para el sitio San Rafael.

Con este experimento que complementa lo obtenido por Luévano (2014) se puede concluir que las simulaciones numéricas deben ser presentadas adjuntando las respectivas incertidumbres, puesto que los resultados obtenidos dependen del esquema de parametrización, así como del modelo de predicción utilizado; además, los resultados cobran un sentido probabilístico no determinista. Estos trabajos representan los primeros intentos de obtener una descripción de la meteorología de la RCVGM y con ello mejorar la predicción de dichos eventos. Sin duda, es necesario un mayor número de experimentos con el fin de ganar experiencia en la modelación numérica regional.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, J.A. (2016). *El uso del sodar para estudios de la atmósfera baja en un punto de la costa central del estado de Veracruz*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Amador, J. (2008) The Intra-Americas Sea Low-level Jet. Overview and Future Research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 153-188.
- Barradas, V. L., Tejeda-Martínez, A. y Jáuregui, E. (1999). Energy balance measurements in a suburban vegetated area in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 33, 4109-4113.
- Baruch, A. (2016). *Relación entre la estabilidad atmosférica vertical y el viento horizontal en Laguna Verde, Veracruz*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Challenger, A. (1998). La zona ecológica templada húmeda (el bosque mesófilo de montaña). En: *Utilización y Conservación de los Ecosistemas Terrestres de México, Pasado, Presente y Futuro (pp. 443-518)*. CONABIO.
- Chen, T., Yen, M., Hsieh, J., y Arritt, R. (1999). Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2299-2312.
- Christen, A., y R. Vogt. (2004). Energy and radiation balance of a central European city. *International Journal of Climatology*, 24(11),1395-1421.
- Dai, A., Giorgi, F., y Trenberth, K. (1999). Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *Journal of*

Geophysical Research, 104, 6377-6402.

- Domínguez-Eusebio, C.A., Tejeda-Martínez, A. y Perroni Y. (2016). Efecto de la urbanización en el balance de energía superficial de un bosque de niebla al este de México. En: Olcina Cantos J., Rico Amorós A., Molto Mantero E., Eds., *Clima, sociedad y ordenación del territorio* (pp. 495-503). Asociación Española de Climatología, Alicante, España.
- Domínguez-Eusebio, C.A., Alarcón, E., Briones, O.L., Pineda-López, M.R. y Perroni, Y. (2018). Surface energy exchange: Urban and rural forest comparison in a tropical montane cloud forest. *Urban Forestry and Urban Greening*, 41: 201-210.
- Dyer, A. J. (1974). A review of flux profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, 7(3), 363-372.
- Ellis, A. y Martínez, M. (2010). *Vegetación y uso de suelo*. Universidad Veracruzana. En: Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural del Estado de Veracruz Tomo 1, Patrimonio Cultural) (pp. 203-226). Gobierno del Estado de Veracruz, Xalapa, Veracruz.
<http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/9654/1/08VEGETACION.pdf>
- Fitzjarrald, D. (1986). Slope Winds in Veracruz. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(2), 133-144.
- Flaounas, E., Bastin, S. y Janicot, S. (2010). Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dynamics*, 36(5-6), 1083-1105.
- Foken, T. (2008). *Micrometeorology*. Springer, Berlín, 302 pp.
- Garreaud, R. y Wallace, J. (1997). The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Monthly Weather Review*, 125(12), 3157-3171.
- He, H. y Zhang, F. (2010) Diurnal variations of warm-season precipitation over Northern China. *Monthly Weather Review*, 138(4), 1017-1025.
- Holwerda, F., Alvarado-Barrientos, M.S. y González-Martínez, T.M. (2016). Surface energy exchange in a tropical montane cloud forest environment: Flux partitioning, and seasonal and land cover-related variations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 228-229, 13-28.
- Houze, R., Geotis, S., Marks, F., y West, A. (1981) Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 109(8), 1595-1614.
- Hu, X., J. Nielsen-Gammon y Zhang, F. (2010). Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9), 1831-1844.
- INEGI. (2010). Censo de Población y Vivienda 2010. México. <http://www.inegi.org>.

mx/est/contenidos/proyectos/ccpv/cpv2010/Default.aspx.

- Jáuregui, E. y Soto, C. (1975) La vertiente del Golfo de México. Algunos aspectos fisiográficos y climáticos. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 6, 37-45.
- Jáuregui, E., Ruiz, J., Valdovinos, M., Quepons, I. y Rodríguez, J. (1975). *Climatología de difusión de Laguna Verde, Ver. (1972-1975)*. Reporte Interno. Inédito, 55 pp.
- Jáuregui, E. Valdovinos, M. A. y Rodríguez, J.M. (1980). Atmospheric diffusion characteristics at a coastal site in the tropics. *Geofísica Internacional*, 19(3), 259-268.
- Jiang, X., Lau, N., y Klein, S. (2006). Role of eastward propagating convection systems in the diurnal cycle and seasonal mean of summertime rainfall over the U.S. Great Plains. *Geophysical Research Letters*, 33, L19809.
- Jiménez, P. y Dudhia, J. (2011). Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(2), 300-316.
- Kousky, V.E., Janowiak, J.E. y Joyce, R.J. (2006). The diurnal cycle of precipitation over South America based on CMORPH. *Proceedings of 8 ICSHMO, INPE*, Foz do Iguacu, 1113-1116.
- Limón-Ramírez, A. R. (2016). *Estudio climatológico de las brisas marina y terrestre en las costas del Golfo de México en el periodo de 2008 al 2012*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Luévano, A.C. (2014). *Estudio de sensibilidad de parametrizaciones de capa límite atmosférica con el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para la región de Laguna Verde*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Magaña, V., Amador, J., y Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577-1588.
- Mapes, B., Warner, T., Xu, M., y Negri, A. (2003). Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America. Part I: Observations and context. *Monthly Weather Review*, 131(5), 799-812.
- Martín-Vide, J. (2003). *El tiempo y el clima*. Barcelona, España: Rubes Editorial..
- Mass, C. F. y Ovens, D., (2011). Fixing WRF's high speed wind bias: a new subgrid scale drag parameterization and the role of detailed verification. En: 24th Conference on Weather and Forecasting and 20th Conference on Numerical Weather Prediction, Preprints, 91st American Meteorological Society Annual Meeting, January 23-27, 2011, Seattle, WA.
- Méndez, T. R. (2015). *Implementación y uso del modelo RegCM4 para estudios de*

- clima regional en México*. Tesina de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Meza H.A. (2017). *Evaluación del modelo WRF para la simulación atmosférica a alta resolución en la zona montañosa central del estado de Veracruz*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Mölders, N. (2012). *Land-use and land-cover changes. Impact on climate and air quality*. Dordrecht: Springer.
- Monin, A. S. y Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Institute of Geophysics of the Academy of Sciences USSR*, 24(151), 163–187.
- Mosiño, A.P. y García, E. (1974). The Climate of Mexico. En: Bryson, R.A. y Hare F.K., Eds., *Climates of North America, World Survey of Climatology*, Amsterdam, 345-404.
- Nesbitt, S., Gochis, D., y Lang, T. (2008). The diurnal cycle of clouds and precipitation along the Sierra Madre Occidental observed during NAME-2004: Implications for warm season precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 9(4), 728-743.
- Ohsawa, T., Ueda, H., Hayashi, T., Watanabe, A., y Matsumoto, J. (2001). Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 79(1B), 333-352.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*. Nueva York: Methuen.
- Oke, T. R., Spronken-Smith, R. A., Jáuregui, E. y Grimmond, S. (1999). The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment*, 33, 3919-3930.
- Oki, T. y Musiaka, K. (1994). Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *Journal of Applied Meteorology*, 33(12), 1445-1463.
- Qian, J. (2008). Why precipitation is mostly concentrated over islands in the maritime continent. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), 1428-1441.
- Quiroz, J.N. (2016). *Métodos alternativos para realizar sondeos en la baja atmósfera*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Pérez-Méndez, M., A. Tejeda-Martínez y D.R. Fitzjarrald. (2019). Diurnal variation of rainfall in a tropical coastal region with complex orography. *Atmosphere*, 10, 604-622.
- Reed, R. y Jaffe, K. (1981). Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical Eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Monthly Weather Review*, 109(12), 2527-2534.

- Remtech And Radian Electronics System (2003). *Operation and maintenance manual for the PA1, PA2, PA1-LR, and RASS*. Remtech.
- Ruiz-Barradas, A., Tejeda-Martínez, A., Miranda-Alonso, S. y Flores-Zamudio, R. (2010). Climatología. En: Benítez-Badillo, G. y Welsh-Rodríguez, C., Eds., *Patrimonio Natural. Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz* (pp. 65-84), Gobierno del Estado de Veracruz-Universidad Veracruzana.
- Salas, F. (2016). *Un estudio del impacto del cambio de uso de suelo y vegetación en el clima regional de Veracruz a través del modelo RegCM4*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz.
- Sato, T., Miura, H., Satoh, M., Takayabu, Y., y Wang, Y. (2009). Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model, *Journal of Climate*, 22(18), 4809-4826.
- Satomura, T. (2000). Diurnal variation of precipitation over the Indo-China Peninsula: Two-dimensional numerical simulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 78(4), 461-475.
- Schönwiese, C. (1994). *Klimatologie*. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., MacPherson, J.I., Desjardins, R.L. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 50(1-4), 355-373.
- Shin, H. H. y Hong, S.Y. (2011). Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF Model for a single day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 139(2), 261-281.
- Singh, P. y Nakamura, K. (2009). Diurnal variation in summer precipitation over the central Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 114, D20107.
- Sorooshian, S., Gao, X., Hsu, K., Maddox, R., Hong, Y., Gupta, H., y Imam, B. (2002). Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRMM satellite information. *Journal of Climate*, 15(9), 983-1001.
- Stull, R.B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Taylor, K. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106(D7), 7183-7192.
- Tejeda, A., Álvarez, O. y Contreras, A. (1997). Análisis estadístico del flujo de viento en la zona de Laguna Verde, Veracruz (México). *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía de la UNAM*, 34, 33-39.
- Tejeda-Martínez, A., Méndez-Pérez, I.R., Utrera-Zárate, A., García-Tello, L.G. y Mendoza-Carrillo, V.M. (2004). Circulación local y ascenso de aire en un sitio

- costero y tropical al pie de la montaña. En: García Codron, J.C., Diego Liaño, C., Fdez. de Arróyabe Hernández, P., Garmendia Pedraja, C. y Rasilla Álvarez, D., Eds., *El Clima entre el Mar y la Montaña* (pp.145-154), Asociación Española de Climatología, Santander.
- Tejeda-Martínez, A., Domínguez-Eusebio, C.A., Pérez-Méndez, M. y Luna Díaz-Peón, A. (2016). Implicaciones del relieve sobre la baja atmósfera en una zona tropical y costera en México. En: Olcina Cantos J., Rico Amorós A., Molto Mantero E., Eds., *Clima, sociedad y ordenación del territorio* (pp. 77-86), Asociación Española de Climatología, Alicante.
- Vidal, R. (2005). *Las Regiones Climáticas de México*. Colección Temas Selectos de Geografía de México. Instituto de Geografía, UNAM, Distrito Federal.
- Wallace, J. (1975). Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Monthly Weather Review*, 103(5),406-419.
- Williams-Linera, G., Manson, R., and Isunza, E. (2002). La fragmentación del bosque mesófilo de montaña. *Madera y bosques*, 8(1),73-89.
- Williams, G. (2007). *El bosque de niebla del centro de Veracruz: ecología, historia y destino en tiempos de fragmentación y cambio climático*. CONABIO e Instituto de Ecología, A.C. Xalapa, México.
- Yang, G. y Slingo, J., 2001. The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, 129(4),784-801.