



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**TENDENCIAS DE PRECIPITACIÓN CONVECTIVA
EN EL VALLE DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C A

P R E S E N T A:

DIANA ADRIANA ISLAS FLORES

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. DAVID KENTON ADAMS
CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. 2017**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

1. Datos del alumno

Islas

Flores

Diana Adriana

59 16 61 47

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Física

411080439

2. Datos del tutor

Dr.

David Kenton

Adams

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Ignacio Arturo

Quintanar

Isaias

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Enrique

Cabral

Cano

5. Datos del sinodal 3

Dr.

Francisco

Estrada

Porrúa

6. Datos del sinodal 4

Dr.

Sara Ivonne

Franco

Sánchez

7. Datos del trabajo escrito.

Tendencias de precipitación convectiva en el Valle de México

94 p

2017

Agradecimientos

Agradezco al Dr. David Adams por la introducción a la ciencia atmosféricas y por la ayuda y orientación para completar este trabajo.

A mi amigo Alberto por tu amistad y tu ayuda durante toda la carrera.

A mis tío Alfredo y mi tía Rita por su ayuda y apoyo para entrar a esta gran universidad y para obtener este título.

Finalmente, a mis papas y mi hermana por su apoyo, su paciencia y por todo lo que ustedes hicieron para mi durante todos estos años.

Resumen

En las últimas décadas se han observado cambios en las tendencias de precipitación en muchas regiones del mundo. Se ha argumentado que estos cambios en las tendencias se pueden atribuir al calentamiento global u otros efectos antropogénicos, como la urbanización. En este trabajo, se analizaron las tendencias en precipitación convectiva en el Valle de México estudiando las relaciones entre la precipitación y las distintas variables termodinámicas y una dinámica, con el objetivo de conocer mejor los mecanismos físicos que son responsables de los cambios en las tendencias de precipitación. Las variables termodinámicas investigadas fueron: 1) la energía potencial convectiva disponible (CAPE), 2) el agua precipitable (PWV), 3) la inhibición convectiva (CIN) y 4) la temperatura superficial y 5) la cizalladura vertical del viento que sirvió como variable dinámica. Para la precipitación se utilizaron observaciones de la acumulación total de lluvia, la intensidad de la precipitación, y la temperatura del tope de la nube del satélite GOES como una medición indirecta de esta. Las tendencias de todas estas variables, excepto CAPE y la intensidad de la precipitación, resultaron significativas. De estas, PWV, la cizalladura vertical y el CIN fueron tendencias negativas y el resto resultaron ser tendencias positivas. Con respecto a la relación entre las variables, la dependencia de CAPE con la temperatura y el PWV se comporta de la misma manera. En el caso de la precipitación, se concluyó que sus cambios en tendencias son afectadas principalmente por los cambios de PWV, aunque estudios previos las asociaron con cambios en temperatura de la superficie. Considerando los resultados del trabajo, también es necesario alargar el periodo de tiempo del análisis de precipitación para tener un mejor conocimiento de esta relación.

Índice general

Índice de figuras	3
Índice de tablas	7
1. Introducción	9
2. Marco Teórico	14
2.1. Teoría de la Parcela de Aire	14
2.2. Tormentas Convectivas	15
2.2.1. Efectos de la Cizalladura Vertical del Viento en Tormentas Convectivas	17
2.3. Empuje de Convección Seca	18
2.4. Variables Termodinámicas Húmedas	20
2.4.1. Razón de Mezcla y Razón de Mezcla Saturada	20
2.4.2. Temperatura Virtual	21
2.5. Energía Potencial Convectiva Disponible	22
2.5.1. Energía de Inhibición Convectiva	24
2.6. Vapor de Agua Integrado y Vapor de Agua Precipitable	24
3. Datos y Metodología	26
3.1. Instrumentos de Adquisición de Datos	29
3.1.1. Radiosondeos	29
3.1.2. Satélite TRMM	30
3.1.3. Satélite GOES	31
4. Resultados	32
4.0.4. Tendencias en la Precipitación y Temperatura del Tope de la Nube .	32
4.0.5. Relación entre la precipitación y CTT	42

4.0.6.	Regionalización de la precipitación en superficie y CTT	43
4.0.7.	Tendencias en CAPE, CIN, PWV, Temperatura y Cizalladura Vertical	46
4.0.8.	Relación entre CAPE, PWV y Temperatura.	63
4.1.	Relación entre precipitación y PWV, CAPE, Temperatura y Cizalladura. . .	68
5.	Discusión	75
6.	Conclusiones	77
	Bibliografía	78
	Apéndice A. Relación Clausius-Clapeyron	86
	Apéndice B. Prueba de Tendencia Mann-Kendall	87
	B.0.0.1. Tau de Kendall	88
	Apéndice C. Análisis de Regresión Lineal	90
	Apéndice D. Prueba Kolmogorov-Smirnov para dos muestras	92

Índice de figuras

2.1. Diagrama de la evolución de una tormenta convectiva basado en al información de NOAA (2013).	16
3.1. Mapa de la ubicación aproximada de las 49 estaciones pluviales estudiadas de la red pluvial de la Ciudad de México (SACMEX, 2015).	28
3.2. Mapa de la region del Valle de México (region dentro del rectángulo rojo) que se utilizo para obtener el valor medio de la intensidad de la precipitación del satélite TRMM y de la temperatura del tope de la nube del satélite GOES.	29
4.1. Gráfica de la serie temporal de CTT durante la temporada lluviosa (1995 - 2013) y su línea de tendencia lineal (no significativa) (roja).	33
4.2. Gráfica de la serie temporal de los promedios anuales de CTT durante el periodo de 1995 - 2013 y su línea de tendencia lineal (no significativa) (roja) y promedio (negra).	33
4.3. Distribuciones de CTT para todo el periodo (1995 - 2013) y tres periodos de tiempo dentro de este (marcados en cada gráfica).	34
4.4. Igual que la figura 4.1 en el periodo de 1998 - 2013 aplicado a la precipitación TRMM.	35
4.5. Igual que la figura 4.2 en el periodo de 1998 - 2013 aplicado a la precipitación TRMM.	36
4.6. Igual que la figura 4.3 aplicado a la precipitación TRMM durante de 1998 al 2013.	38
4.7. Igual que la figura 4.1 en el periodo de 1995 - 2014 aplicado a la precipitación TRMM (línea de tendencia significativa).	39
4.8. Igual que la figura 4.7 en el periodo de 1995 - 2014 aplicado a la precipitación en superficie (línea de tendencia significativa).	39

4.9. Igual que la figura 4.16 aplicado a la precipitación en superficie desde 1995 al 2014.	40
4.10. Tendencia por estación de la precipitación en superficie. Triángulo (círculo) indica la tendencia significativa (no significativa); dirección del triángulo (flecha) indica el tipo de tendencia (hacia arriba = positiva; hacia abajo = negativa). El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.	41
4.11. Comparación de promedios anuales de CTT (círculos morados), precipitación TRMM (cuadros grises) y precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las tres escalas diferente del eje y.	43
4.12. Division de red pluvial en cuadrantes. El color del cuadro de cada estación indica el cuadrante en la cual pertenece. El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.	44
4.13. Division de región para el análisis utilizando datos de los satélites GOES en cuadrantes con la vertical en $99^{\circ}8'6$ (99.125) Oeste y la horizontal en $19^{\circ}19'30$ (19.325) Norte. El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.	45
4.14. Gráfica de la serie temporal diaria de CAPE durante la temporada lluviosa (1985 - 2012) con línea de tendencia lineal significativa (roja).	47
4.15. Gráfica de la serie temporal de los promedios anuales de CAPE durante la temporada lluviosa (1985 - 2012) con línea de tendencia lineal significativa (roja) y promedio (negra).	48
4.16. Distribuciones de CAPE para todo el periodo y tres periodos de tiempo dentro de este (marcados en cada gráfica).	49
4.17. Igual que la figura 4.14 aplicado a CIN.	50
4.18. Igual que la figura 4.15 aplicado a CIN.	50
4.19. Igual que la figura 4.16 aplicado a CIN.	51
4.20. Igual que la figura 4.14 aplicado al PWV.	52
4.21. Igual que la figura 4.15 aplicado al PWV.	53
4.22. Igual que la figura 4.16 aplicado al PWV.	54
4.23. Igual que la figura 4.14 en el periodo de 1985 - 2014 aplicado a la temperatura máxima.	55
4.24. Igual que la figura 4.15 en el periodo de 1985 - 2014 aplicado a la temperatura máxima.	56
4.25. Igual que la figura 4.14 aplicado a la temperatura de superficie en el periodo de 1985 - 2012.	56

4.26. Igual que la figura 4.15 aplicado a la temperatura de superficie en el periodo de 1985 - 2012.	57
4.27. Igual que la figura 4.16 aplicado a la temperatura máxima.	58
4.28. Igual que la figura 4.16 aplicado a la temperatura de superficie.	59
4.29. Igual que la figura 4.14 aplicado a la cizalladura vertical del viento (V. Shear) (línea de tendencia no significativa).	60
4.30. Igual que la figura 4.15 aplicado a V. Shear (línea de tendencia no significativa).	60
4.31. Igual que la figura 4.16 aplicado a V. Shear.	61
4.32. Gráfica de dispersión entre CAPE y PWV.	64
4.33. Gráfica de dispersión entre CAPE y la temperatura máxima.	65
4.34. Gráfica de dispersion entre CAPE y la temperatura de superficie.	66
4.35. Gráficas de comparación de promedios anuales de temporada entre CAPE (círculos negros) y PWV (cuadros verdes). Notar la escalas diferentes del eje y.z	66
4.36. Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros) y la temperatura máxima (cuadros azules).	67
4.37. Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros) y la temperatura de superficie (cuadros rojos).	67
4.38. Igual que la figura 4.35 aplicado a PWV (círculos verde), precipitación TRMM (cuadros grises) y precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.	69
4.39. Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros), precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.	70
4.40. Igual que la figura 4.35 aplicado a CIN (círculos ciánicos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.	70
4.41. Mismo que la figura 4.35 aplicado a la temperatura máxima (círculos azules), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.	71
4.42. Mismo que la figura 4.35 aplicado a la temperatura de superficie (círculos rojos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.	72

4.43. Igual que la figura 4.35 aplicado a la cizalladura vertical del viento (Shear) (círculos amarillos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y. . . .	73
4.44. Igual que la figura 4.35 aplicado a la cizalladura vertical del viento (Shear) (círculos amarillos) y CTT (cuadros morados).	73

Índice de tablas

4.1. Resultados de análisis para la precipitación TRMM por cada 3 horas (tiempo UTC). (Incluye promedio (PROM), probabilidad de Mann-Kendall (M-K) (Prob. Critica = .95) , la τ_{β} de Kendall y el tipo de tendencia (T. T.)) . . .	36
4.2. Resultados de análisis para la precipitación TRMM para diferentes intervalos de tiempo.	37
4.3. Resultados de análisis para la precipitación TRMM para diferentes intervalos de tiempo.	37
4.4. Resultados de análisis para la precipitación en superficie para cada una de las las 49 estaciones pluviales.	42
4.5. Resultados para cada cuadrante de la figura 4.12. Los resultados remarcados están abajo del valor critico de 0.05.	46
4.6. Resultados de correlación entre la precipitación en superficie y CTT para cada cuadrante de la figura 4.12. Los resultados remarcados están abajo del valor critico de 0.05.	46
4.7. Resultados del análisis de cada variable; los resultados remarcados están por debajo del valor critico de 0.05. (TempM = Temperatura máxima; TempS = Temperatura de Superficie; PrecT = Precipitación de TRMM; CTT = Temperatura del tope de la nube; V. Shear = Cizalladura Vertical del Viento)	62
4.8. Resultados de la estimación lineal del cambio anual temporal (m). Los resultados remarcados están por debajo del valor crítico de 0.05.	62
4.9. Promedios para tres periodos de tiempo: primeros 6 años (5 años para precipitación de TRMM), 6 años en medio y últimos 6 años (5 años para la precipitación de TRMM).	63
4.10. Tabla de estadística de Kolmogorov-Smirnov entre periodos indicados de las distribuciones de las figuras 4.16, 4.22, 4.19, 4.31, 4.3, 4.9, 4.6	63

4.11. Resultados de los coeficiente de correlación de Pearson (R) y de Kendall τ .
Todos los valores son significativos arriba del nivel critico de 95 % ($\alpha = 0.05$)
(* = Correlaciones con precipitación TRMM y CTT fueron calculadas con
valores medios diarios). 74

Capítulo 1

Introducción

Los cambios y las variaciones de la precipitación juegan un papel importante en la evaluación de las consecuencias potenciales causadas por el cambio climático (Magaña *et al.* (2003), Roman *et al.* (2015), IPCC (2013), Collier (2006)) sobre todo, porque los cambios extremos, que pueden causar graves inundaciones o sequías son cada vez más comunes (IPCC (2013)). Estas tendencias y cambios en los patrones de precipitación, que incluyen la intensidad y el acumulado total, se han estudiado alrededor del mundo (e.g. New *et al.* (2006), Brunetti *et al.* (2000), Morrissey y Graham (1996), Groisman *et al.* (2005)) y los resultados tiene una dependencia geográfica. Sin embargo, New *et al.* (2001) y Alexander *et al.* (2006) encontraron que la precipitación se ha incrementado sobre la mayoría de los continentes del mundo. Estas variaciones en la precipitación están asociadas con el incremento de la temperatura terrestre y de la superficie del mar (e.g. Collier (2006), Jauregui y Romales (1996), Allen *et al.* (2014), Trenberth y Shea (2005)) y la humedad atmosférica (e.g. Bretherton *et al.* (2004), Trenberth *et al.* (2005), Iwasaki (2012)). También, se ha argumentado que en el contenido de aerosoles en la atmósfera y la modificación en el uso de suelo contribuyen a las variaciones en los patrones de precipitación (Ochoa *et al.* (2015), Givati y Rosenfeld (2004), Collier (2006)).

Para poder entender mejor las causas físicas que son responsables de las modificaciones de la precipitación, es primordial analizar las variables que influyen en su intensidad y su frecuencia. Por su parte, las variables termodinámicas pueden influir en la intensidad de la precipitación a través de modificaciones en la inestabilidad atmosférica, la energía potencial y la eficiencia de la precipitación. Por ejemplo, en la región monzónica de Norteamérica la inestabilidad ha aumentado en las últimas décadas y esto ha influido en el aumento de eventos convectivos más intensos (Mazon *et al.* (2016); Lahmers *et al.* (2016)). Asimismo, las variables asociadas con las forzantes dinámicas también pueden jugar un papel importante en

la frecuencia o la intensidad de la precipitación (Lahmers *et al.* (2016); Luong *et al.* (2017)).

Los cambios de la precipitación, antes mencionados, pueden evaluarse a través del análisis de las variables termodinámicas y dinámicas involucradas (Mazon *et al.* (2016); Lahmers *et al.* (2016)). En regiones tropicales, como lo es gran parte de México, la convección profunda domina el régimen de lluvias. Una variable termodinámica asociada con la intensidad de la convección profunda es la energía potencial convectiva disponible (CAPE por su siglas en inglés). CAPE se ha utilizado con frecuencia para evaluar la inestabilidad de la atmósfera y pronosticar tormentas severas. También, se ha empleado su tendencia como un indicador de cambio climático (Ye *et al.* (1998); Gettelman *et al.* (2002)).

Aunque la relación entre CAPE y la precipitación no es determinante, el análisis de las variaciones y las tendencias de la primera, puede señalar cambios del clima, particularmente para las zonas tropicales. En general, Riemann-Campe *et al.* (2009) utilizando el re-análisis de ERA-40 cada seis horas, encontraron que hay una tendencia positiva del comportamiento de CAPE a nivel global, pero ésta varía de región a región. En la India, por ejemplo, los resultados de la investigación de Murugavel *et al.* (2012) utilizando datos de sondeos, mostraron un incremento sistemático de CAPE sobre todo el país. En los trópicos del Pacífico y el Atlántico, Gettelman *et al.* (2002) y DeMott y Randall (2004) encontraron, por su parte, una mezcla de tendencias positivas y negativas de esta variable. Más específico, en el Pacífico Occidental y el Sudeste Asiático se obtuvieron tendencias positivas, mientras que dentro y alrededor del continente Africano y el norte de Australia las tendencias fueron negativas.

Independientemente de las tendencias observadas y/o el cambio climático, la relación de CAPE con la precipitación convectiva, como se mencionó previamente, no propicia y puede variar de región a región, aunque, en general un aumento de CAPE propicie condiciones favorables para el desarrollo de las lluvias convectivas. Un ejemplo de esto es el trabajo de DeMott y Randall (2004), quienes no encontraron una correlación entre las dos en los trópicos. Yano *et al.* (2005) observaron correlaciones positivas débiles sobre tierra y correlaciones negativas sobre los océanos tropicales. Zhang *et al.* (2000), en latitudes medias, no obtuvieron correlaciones entre CAPE y la precipitación sobre el centro de los Estados Unidos; y en contraste, Zawadzki *et al.* (1981) encontraron una correlación débil pero positiva sobre el este de Canadá. Sin embargo, Adams y Souza (2009) argumentaron que la fuerza de la relación entre CAPE y la precipitación sobre una región depende de cómo se calcula la primera de estas variables; el CAPE “más inestable” es el que mejor se correlaciona con la precipitación. Esta correlación puede tener una dependencia de las escalas espaciales y temporales (Tompkins (2001)) y del régimen convectivo de la región (Adams y Souza (2009)).

CAPE está ligado positivamente con el contenido de vapor de agua en la atmósfera (e.g. DeMott y Randall (2004)) e incrementos en la temperatura de la superficie (New *et al.* (2006), Seeley y Romps (2015)). La relación entre la cantidad de vapor de agua y la temperatura se rigen por la relación Clausius-Clapeyron (CC) (ver apéndice A) (Romps (2016), Seeley y Romps (2015)). En específico, Romps (2016) obtuvo un modelo analítico para el equilibrio radiativo convectivo, consistente con los modelos numéricos que resultó en un comportamiento de CAPE de escala de CC, con un aumento de 6-7% por cada grado K en los trópicos. Este modelo también predice que para temperaturas más altas de 310 K, ocurre una desviación entre la escala de CC y el comportamiento de CAPE, lo cual causa un disminución de CAPE para temperaturas mayores a 335 K.

Tomando en cuenta la relación humedad-CAPE y la precipitación, una segunda variable asociada con convección profunda es el agua precipitable, o PWV (por sus siglas en inglés), que es la cantidad integrada del vapor de agua en una columna vertical de la atmósfera. El PWV es una variable particularmente útil para caracterizar la evolución temporal de la convección profunda y la intensidad de la precipitación en regiones tropicales (e.g. Neelin *et al.* (2009), Schiro *et al.* (2016), Adams *et al.* (2013), Serra *et al.* (2016), Zeng (1999)). También, el PWV ha servido como la variable “base” para la interacción entre la convección y el ambiente de gran escala en los trópicos (Raymond (2000), Neelin *et al.* (2009), Peters *et al.* (2009)). De acuerdo con las observaciones de Neelin *et al.* (2009), la precipitación se incrementa con el PWV hasta llegar a un valor crítico de esta variable, o el valor umbral necesario para que precipitación fuerte ocurra. Al cruzar este umbral, la correlación se debilita con valores más altos del valor crítico de PWV. Este comportamiento entre el PWV y la precipitación es analizado de manera similar con un modelo analítico por Muller *et al.* (2009) pero con el valor crítico asociado a la humedad de la capa límite. Adicionalmente Raymond (2000), en su desarrollo de un modelo analítico numérico para explicar los procesos que controlan la precipitación tropical, postuló que la tasa de precipitación sobre la zona tropical de los océanos depende solamente del déficit medio de saturación de la troposfera, es decir, la diferencia entre el agua precipitable de saturación y el agua precipitable. La precipitación también tiene una dependencia de la humedad en niveles medios de la troposfera. Esto es, si existe una capa atmosférica seca, el aire húmedo que está ascendiendo desde la superficie (debido a la convección) se mezcla con el aire seco disminuyendo su empuje y eficiencia de precipitación (Brown y Zhang (1997), Takemi *et al.* (2004)).

Las tendencias en el PWV, al igual que en CAPE, han variado alrededor del mundo (Trenberth *et al.* (2005)). Se han observado tendencias positivas en Norteamérica (EUA y

Canadá) y en China (Ross y Elliott (1996), Ross y Elliott (2001), Zhai y Eskridge (1997), Trenberth *et al.* (2005)), mientras que tendencias negativas se han encontrado sobre Europa y México (Trenberth *et al.* (2005)). Además, se han observado correlaciones positivas entre PWV y CAPE (DeMott y Randall (2004)), lo que debiera esperarse, ya que, CAPE depende de la cantidad de humedad presente en la atmósfera particularmente humedad cerca de la superficie. Al igual que CAPE, también PWV presenta escalamiento de CC (O’Gorman y Muller (2010), Igel *et al.* (2014)). O’Gorman y Muller (2010) encontraron que este comportamiento de PWV tiene una dependencia latitudinal y observaron algunas desviaciones en los trópicos y latitudes medias. Por otro lado, Igel *et al.* (2014) observó que este comportamiento es sensible al perfil vertical de calentamiento atmosférico.

Adicionalmente a estos factores termodinámicos, existen factores dinámicos que afectan la precipitación convectiva. Por ejemplo, la cizalladura vertical del viento es un factor importante en el desarrollo de las tormentas convectivas, debido a que una cizalladura intensa puede inhibir el desarrollo de las nubes convectivas pero por otra parte también puede organizar e intensificar dichas tormentas (Houze (2004)). El efecto de la cizalladura del viento y otros factores dinámicos en los sistemas convectivos se han estudiado en varias regiones del mundo. En el norte del océano Atlántico y el océano Índico, se encontró que la formación de ciclones tropicales intensos y la cizalladura vertical del viento tienen una correlación negativa (Zeng *et al.* (2010), Krishna (2008), Evan *et al.* (2011)). Además, Muller (2013) concluyó que la cizalladura vertical ha tomado un papel secundario con respecto a los factores termodinámicos en el desarrollo de la precipitación convectiva y Lahmers *et al.* (2016) determinó que las vaguadas invertidas transitorias en el suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México han tomado un menor papel en la iniciación de la convección en la región monzónica de Norteamérica en las últimas temporadas.

En el Valle de México, localizado a 2200 metros de altura en latitudes tropicales (alrededor de 19.24 Norte, 99.10 Oeste), en las últimas décadas se han investigado cambios en los eventos de precipitación (Jauregui y Romales (1996), Ochoa *et al.* (2015), Magaña *et al.* (2003)). Inicialmente, Jauregui y Romales (1996) encontraron un aumento en los eventos de precipitación intensa > 20 mm/hr y un retraso en el momento de ocurrencia de estos utilizando varias bases de datos de observaciones de la ciudad de México, los cuales se atribuyen a un incremento en la temperatura de superficie como resultado del efecto de la isla de calor urbana (UHI por sus siglas en inglés). Magaña *et al.* (2003) encontró a partir de la análisis de los datos de la red de pluviómetros de la ciudad del Servicio Meteorológico Nacional de México, que los eventos intensos más fuertes ocurren en el oeste del valle debido

a la interacción de los vientos del este con la orografía de la zona. Recientemente, Ochoa *et al.* (2015) observaron (utilizando datos de medición de la intensidad de precipitación de la superficie del Sistema de Aguas de la Ciudad de México y el modelo numérico WRF) que el momento de ocurrencia de los eventos de precipitación intensa volvieron a presentarse más temprano durante el día, atribuyendo esto al cambio de uso de suelo y a los cambios en el contenido de aerosoles en la atmósfera causados por los incrementos de la urbanización y la contaminación en la zona.

El objetivo de este estudio es retomar el análisis de los cambios en las tendencias de la precipitación convectiva durante la temporada de lluvias en las últimas dos décadas en el Valle de México, empleando una nueva aproximación. Mediante el análisis de las tendencias de la precipitación: acumulada (medida desde la superficie) y de intensidad, investigamos las tendencias de las variables termodinámicas que se asocian con la frecuencia e intensidad de la precipitación: CAPE, inhibición convectiva (CIN), PWV, temperatura superficial y la cizalladura vertical del viento. Este enfoque sobre el análisis de variables termodinámicas y dinámicas, aunque nuevo para esta zona, se ha aplicado con anterioridad en otras regiones, como en la región monzónica de Norteamérica (Mazon *et al.* (2016); Lahmers *et al.* (2016)). Con este estudio, se espera obtener una mejor explicación de los cambios en la precipitación convectiva con respecto a los estudios previos, ó si se observan las mismas tendencias, se determinara cuales son las variables que tienen un comportamiento consistente con estas. Aunque las variables empleadas en este estudio no son completamente independientes, serian indicativas de cuales factores podrían ser responsables y explicar las tendencias observadas, si es que las hubiese. También, este tipo de estudio proporciona una oportunidad de evaluar los resultados de los estudios previamente hechos en el Valle de México. Además, se puede comparar este estudio con observaciones obtenidas a nivel global.

En los siguientes capítulos, se presentan el marco teórico, una descripción de los datos, la metodología, los resultados y conclusiones de esta tesis.

Capítulo 2

Marco Teórico

En esta sección se presenta una descripción teórica de los procesos y variables necesarias para entender los mecanismos físicos de la precipitación convectiva. Esto incluye una descripción básica de la convección atmosférica y la precipitación convectiva; así como las aproximaciones necesarias para obtener una descripción de la física de estas y las definiciones de las variables termodinámicas y dinámicas que general el proceso de convección atmosférica. Además, se incluyen las definiciones de las variables de la termodinámica húmeda.

La convección es una de las principales formas de transferencia de calor en los fluidos. Se define como el movimiento de un fluido que resulta de un cambio de la densidad o la temperatura en un campo gravitatorio (Giaiotti *et al.*, 2007). Movimientos circulares convectivos se producen cuando las partes calientes o menos densas del fluido ascienden, mientras que las partes más frías o más densas descienden formando movimientos circulares dentro del fluido. Con respecto a la atmósfera, la convección atmosférica considera sobre todo el movimiento vertical debido a un gradiente de densidad (a menudo descrita con un gradiente de temperatura). Si el contenido del vapor de agua llega a condensarse, este movimiento vertical se manifiesta en la formación de nubes (Stevens, 2005). En la mayoría de los trópicos y latitudes medias durante el verano, la convección atmosférica, en especial la convección profunda, determina la estructura termodinámica de la atmósfera (Emanuel, 1994).

2.1. Teoría de la Parcela de Aire

Para obtener una aproximación idealizada en el estudio de la convección atmosférica y de las tormentas convectivas, es más conveniente tomar un ‘pedazo’ o parcela de la atmósfera y

compararla con la atmósfera (medio o ambiente) que la rodea. Esta aproximación considera que una parcela de aire es una muestra de aire atmosférico que tiene su propio conjunto de variables termodinámicas medibles y que no se mezcla con el aire circundante, es decir, conserva su identidad (Trapp, 2013). Típicamente, la parcela de aire tiene una densidad ρ' , que depende de su temperatura (T') y el contenido de agua, los cuales son por lo general diferente de los de la atmósfera circundante. Pero se considera que la parcela y la atmósfera se encuentran a igual presión.

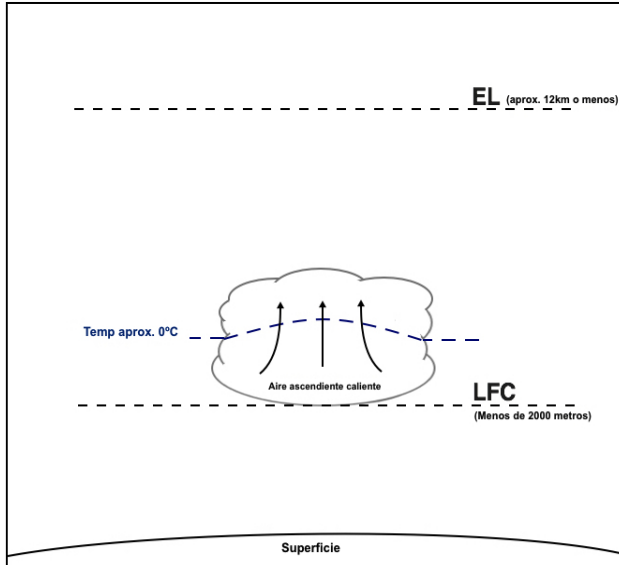
La teoría de la parcela de aire es útil en la descripción de la convección atmosférica, ya que implica la presencia de gradientes de densidad en la atmósfera, lo que puede generar energía potencial necesaria para la convección. Utilizando esta idealización de parcela se pueden obtener descripciones cualitativas y cuantitativas sobre la inestabilidad atmosférica que puede generar la convección.

2.2. Tormentas Convectivas

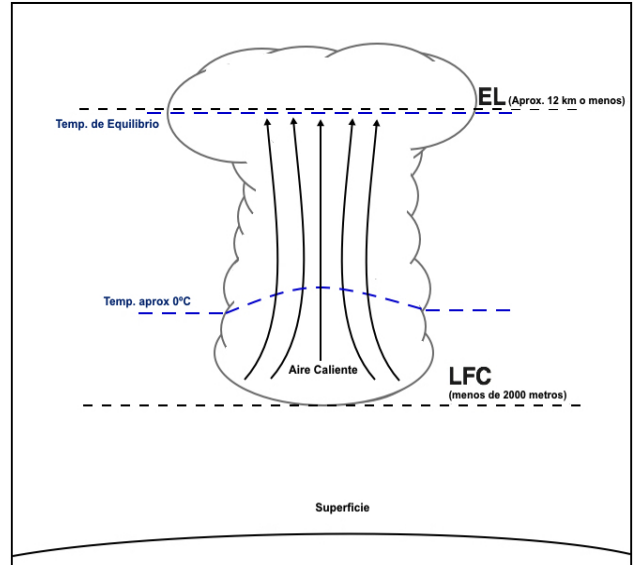
El mecanismo básico de la convección atmosférica húmeda es impulsado por la fuerza de empuje debido a los gradientes de densidad en la atmósfera. Cuando este empuje es mayor y la convección alcanza verticalmente gran parte de la atmósfera, se le llama convección profunda. En muchos casos esta convección profunda se manifiesta como una tormenta, la cual puede producir lluvia, granizo, relámpagos y vientos fuertes.

El proceso de convección profunda es el siguiente: si la atmósfera está inestable con respecto a movimientos verticales, una parcela de aire podría elevarse hasta el punto donde su densidad es menor que el medio circundante. Este nivel se conoce como el nivel de convección libre, o LFC (por sus siglas en inglés) (NOAA, 2013). En este nivel, el empuje que la parcela tiene es ascendiente por lo tanto se seguirá elevando hasta que su densidad es igual a la de la atmósfera circundante (NOAA, 2013). El nivel final donde las temperatura de la parcela y la atmósfera están en equilibrio se conoce como el nivel de equilibrio o EL (NOAA, 2013), y el aire que asciende se conoce como corrientes ascendentes.

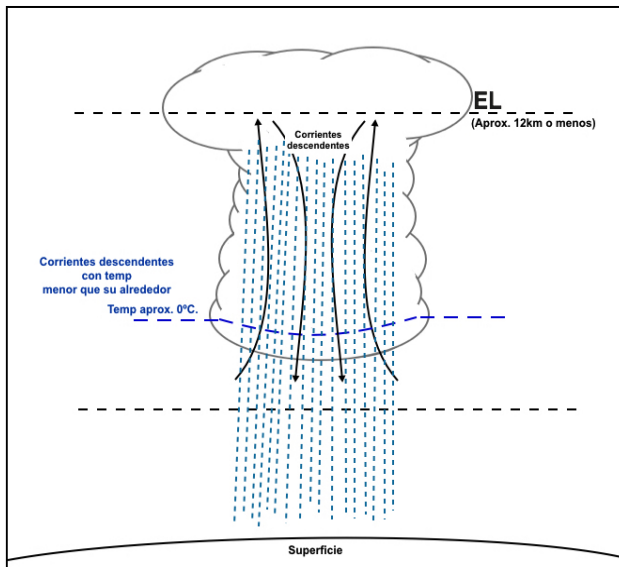
Si la parcela está saturada, es decir, contiene su cantidad máxima de vapor de agua para una temperatura dada, ya que mientras la parcela se eleva su temperatura disminuye, el vapor de agua empieza a condensar dentro de la parcela. Esta condensación continúa hasta el punto donde su peso es demasiado grande y cae en forma de precipitación. Las fuerzas de arrastre de la precipitación causan corrientes descendentes de aire frío (Wallace y Hobbs, 2006). Estas corrientes descendentes son más frías que el aire circundante debido a la



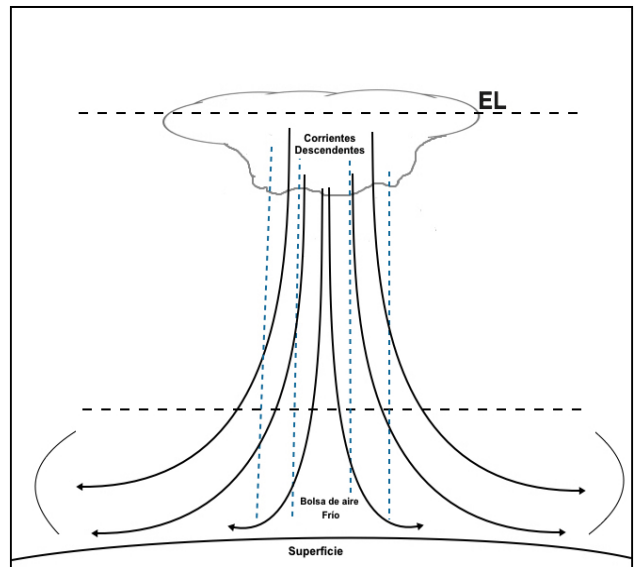
(a) Primera etapa de una tormenta convectiva: parcela de aire húmedo ascendiendo desde el Nivel de Convección Libre (LFC), o nivel donde la temperatura de la parcela es más alta que la de la atmósfera circundante.



(b) Segunda etapa de una tormenta convectiva: parcela de aire húmedo ascendiendo del Nivel de Convección Libre (LFC) al Nivel de Equilibrio (EL).



(c) Tercera etapa de una tormenta convectiva: suficiente vapor de agua se ha condensado que no puede ascender y empieza a caer resultado en precipitación y corrientes descendentes de aire frío.



(d) Etapa final de una tormenta convectiva: no hay suficiente empuje positivo para continuar la corriente de aire ascendente. Las corrientes descendentes se extienden al llegar a la superficie creando bolsas de aire frías.

Figura 2.1: Diagrama de la evolución de una tormenta convectiva basado en al información de NOAA (2013).

evaporación y el derretimiento de la precipitación, así como paquetes de aire seco de menor densidad dentro de la parcela húmeda. Este aire seco enfría el aire descendente, debido al hecho de que el aire que los rodea pierde energía y temperatura saturándolos con humedad y a su vez este aire frío empieza a descender junto a las corrientes descendentes (Wallace y Hobbs, 2006). Al llegar a superficie, las corrientes descendentes se extienden a lo largo de la misma creando bolsas o piscina de aire frío al juntarse con el aire caliente de la superficie. Una vez que estas se forman, el empuje de la tormenta se torna negativo y aire deja de ascender, llegando el proceso convectivo a su fin (Wallace y Hobbs, 2006). Este mecanismo se representa gráficamente en la Figura 2.1.

Una parcela ascendente puede someterse a tres tipos de procesos: adiabático seco, adiabático húmedo (reversible) y pseudo-adiabático. El proceso adiabático seco ocurre cuando una parcela no saturada sube adiabáticamente en la atmósfera sin tener algún cambio de fase (en el vapor de agua). Si la parcela llega a saturarse, el vapor de agua puede condensarse con la disminución de la temperatura y ocurre un cambio de proceso. El proceso adiabático húmedo o proceso reversible es cuando el vapor en una parcela saturada en ascenso adiabático cambia de estado pero se asume que no hay pérdida de agua condensada durante todo el proceso. El proceso pseudo-adiabático ocurre cuando toda la condensación que se forma se precipita inmediatamente en la parcela durante el ascenso. Debido a que hay pérdida de masa y energía causado por la agua precipitante, este proceso es irreversible y no completamente adiabático (Wallace y Hobbs, 2006). En realidad, el proceso con el que una parcela saturada asciende cae entre el reversible y el pseudo-adiabático, pero el pseudo-adiabático se utiliza con más frecuencia ya que es más simple de manejar, por ejemplo en diagramas termodinámicos (Pruppacher y Klett, 2010).

2.2.1. Efectos de la Cizalladura Vertical del Viento en Tormentas Convectivas

Aunque el enfoque de este estudio es principalmente en variables termodinámicas, para no dejar completamente fuera los posibles efectos dinámicos, se considera también la cizalladura. La cizalladura vertical del viento es la variación en la altura de la magnitud y dirección de los vientos en la atmósfera

$$\frac{\Delta v}{\Delta z} \quad (2.1)$$

El efecto de esta cizalladura en tormentas convectivas es importante y se ha estudiado extensivamente en las últimas décadas, ya que se considera un factor primordial para determinar

la intensidad y la gravedad de las tormentas. Los estudios han concluido que la cizalladura tiene un efecto positivo en las tormentas convectivas debido a que ayuda en la organización de la convección (Muller (2013)) y causa fuertes vientos ascendentes e inestabilidad que impulsa el desarrollo de tormentas de celdas múltiples más severas (Doswell, 2015). Sin embargo, la cizalladura vertical y las tormentas convectivas, en los océanos Atlántico e Índico, tienen una correlación negativa (Zeng *et al.* (2010), Krishna (2008), Evan *et al.* (2011)); es decir, menores valores de la cizalladura vertical generan más eventos convectivos intensos.

2.3. Empuje de Convección Seca

El *empuje* es una de las principales fuerzas que impulsa la convección atmosférica, el mismo se describe como la fuerza opuesta a la fuerza de gravedad que un fluido ejerce sobre un objeto o fluido sumergido (Emanuel, 1994). Para el aire seco, la aceleración de empuje debido a una variación en la densidad dentro de la atmósfera, se puede derivar utilizando la ecuación de momento vertical y tomando las suposiciones que la atmósfera está en equilibrio hidrostático. Además de asumir que las variaciones locales de densidad y de presión son más pequeñas que el promedio general de la atmósfera (Emanuel, 1994).

A partir de las ecuaciones de momento de fluidos no viscosos ideales, la ecuación de momento vertical de la atmósfera en equilibrio hidrostático es

$$\frac{dw}{dz} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (2.2)$$

con w siendo la velocidad vertical.

Separando las variables de presión y densidad en su valor medio y una perturbación

$$\begin{aligned} p &= \bar{p} + p' \\ \rho &= \bar{\rho} + \rho' \end{aligned} \quad (2.3)$$

Sustituyendo 2.3 en 2.2 resulta en:

$$\frac{dw}{dz} = -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \frac{\partial(\bar{p} + p')}{\partial z} - g \quad (2.4)$$

Utilizando la aproximación de series geométricas para $x \ll 1$

$$\frac{1}{1+x} = 1 - x + x^2 - x^3 + x^4 \dots \quad (2.5)$$

con $\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'}$ considerando la suposición que $\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \ll 1$ da

$$\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{1}{1 + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}} = \frac{1}{\bar{\rho}} \left[1 - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} + \dots \right] \quad (2.6)$$

Debido a que la perturbación es pequeña, términos de segundo orden y superiores son despreciables cuando 2.6 se sustituye en 2.4

$$\frac{dw}{dz} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right) \quad (2.7)$$

Dada la suposición que la atmósfera está en balance hidrostático

$$-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - g = 0 \quad (2.8)$$

Lo que resulta en

$$\frac{dw}{dz} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right) \quad (2.9)$$

El primer término de 2.9 es la aceleración debida a gradientes de presión no-hidrostáticos (Emanuel, 1994). El segundo término es la aceleración debida al *empuje* (Emanuel, 1994). El empuje, o B por su nombre en inglés, se define como

$$B \equiv -g \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right) \quad (2.10)$$

Para que la ecuación 2.10 sea útil en la descripción de la atmósfera, la densidad de la atmósfera, ρ_{atm} , se puede definir como la densidad de la parcela, ρ_{par} , más una perturbación

$$\rho_{atm} = \rho_{par} + \rho_{pert} \quad (2.11)$$

Sustituyendo la definición de ρ_{par} en 2.10 resulta en

$$B = -g \left(\frac{\rho_{atm} - \rho_{par}}{\rho_{par}} \right) \quad (2.12)$$

Como la parcela de aire se considera un gas ideal con su presión igual a la de la atmósfera que la rodea, se sustituye la ley de gas ideal, $p = RT\rho$, en 2.12 para obtener el empuje en términos de temperatura (Emanuel, 1994)

$$B \approx g \left(\frac{T_{atm} - T_{par}}{T_{atm}} \right) \quad (2.13)$$

2.4. Variables Termodinámicas Húmedas

En la sección anterior, la fuerza dinámica básica de la convección atmosférica fue discutida para el caso del aire seco. Para tener en cuenta las moléculas de agua en la atmósfera, es necesario la sustitución de las variables termodinámicas del aire seco, como la temperatura atmosférica, con variables que incluyen los efectos de vapor de agua, como la temperatura virtual. Si consideramos la humedad en la atmósfera se hace necesario definir otras variables, tales como la razón de mezcla, con el fin de tener una descripción más completa de la atmósfera.

2.4.1. Razón de Mezcla y Razón de Mezcla Saturada

La *razón de mezcla* es la razón entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco

$$w = \frac{m_v}{m_d} \quad (2.14)$$

Para trabajar fácilmente con variables que describen la atmósfera, las masas tiene que ser remplazadas con variables meteorológicas termodinámicas que son fáciles de medir. Por lo tanto, se utiliza la ley de presiones parciales de Dalton y la ley del gas ideal para remplazar las masas de vapor de agua y aire seco con sus presiones respectivas: (e es la presión de vapor de agua)

$$w = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{\frac{e}{TR_v}}{\frac{p_d}{TR_d}} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - e} \quad (2.15)$$

Definiendo $\varepsilon = \frac{R_d}{R_v}$ da

$$w = \varepsilon \frac{e}{p - e} \quad (2.16)$$

Dado al hecho que la presión atmosférica total es mayor que la presión de vapor de agua, el valor de w es pequeño ($w \ll 1$) (Wallace y Hobbs, 2006).

La segunda variable de interes es la *razón de mezcla saturada*. Esta variable es la razón de mezcla para una parcela saturada que es definida utilizando 2.15 con la presión de vapor de agua saturada (e_s)

$$w_s = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s} \quad (2.17)$$

Estas dos variables, entre otras, son útiles para conocer el contenido de vapor de agua

en la atmósfera y es fácil obtener mediciones de ellas por medio de radiosondeos u otros instrumentos.

2.4.2. Temperatura Virtual

Una manera útil de tomar en cuenta el vapor de agua en la atmósfera es utilizando la *temperatura virtual*. Para derivar y definir la temperatura virtual, la atmósfera se divide en su componente seco y su componente húmedo. Esto significa que su densidad y su presión se dividen en las dos componentes (Wallace y Hobbs, 2006).

Tomando la definición de densidad

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho'_d + \rho'_v \quad (2.18)$$

Y utilizando la ley de presiones parciales de Dalton para dividir la presión en la presión de aire seco (p_d) y la presión del aire húmedo (e)

$$p = p_d + e \quad (2.19)$$

Se aplica la ley del gas ideal para e y p_d que resulta en

$$e = \rho'_v R_v T \text{ and } p'_d = \rho'_d R_d T$$

Las variables R_v y R_d son las constantes del gas específicas para el aire húmedo y el aire seco, respectivamente. Ya que la constante R_v depende de la cantidad de humedad, lo que es muy difícil de medir porque está cambiando constantemente, es mejor utilizar la constante R_d (Wallace y Hobbs, 2006).

Combinando 2.18 y 2.19 (Wallace y Hobbs, 2006) da

$$\begin{aligned} \rho &= \frac{m_d+m_v}{V} = \rho'_d + \rho'_v \\ &= \frac{p'_d}{R_d T} + \frac{e}{R_v T} \\ &= \frac{p-e}{R_d T} + \frac{e}{R_v T} \\ &= \frac{p}{R_d T} + e \left(\frac{-1}{R_d T} + \frac{1}{R_v T} \right) \\ &= \frac{p}{R_d T} - e \left(\frac{1}{R_d T} + \frac{-\epsilon}{R_d T} \right) \end{aligned}$$

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left[1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon) \right] \quad (2.20)$$

y sustituyendo 2.20 en la ley de gas ideal con la temperatura T'

$$\begin{aligned} T' &= \frac{p}{\rho R_d} \\ T' &= \frac{T}{\left[1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon) \right]} \\ T_V &\equiv \frac{T}{\left[1 - \frac{e}{p}(1 - \varepsilon) \right]} \end{aligned} \quad (2.21)$$

La ecuación 2.21 se conoce como la definición de la temperatura virtual. La temperatura virtual es la temperatura que el aire seco debe tener para que obtenga la misma densidad que el aire húmedo a una presión dada (Wallace y Hobbs, 2006). Esta variable permite el uso de la primera ley del gas ideal para el aire seco tomando en cuenta la humedad en la atmósfera y en el caso del aire húmedo simplemente reemplazando T con T_V . Ya que el aire húmedo es menos denso que el aire seco, R_v es más grande que R_d lo que hace $\varepsilon < 1$ y $T_V > T$ (Wallace y Hobbs, 2006).

La temperatura virtual se puede escribir con variables más accesibles simplemente sustituyendo la razón de presiones con la razón de mezcla, $\frac{e}{p} = \frac{w}{w + \varepsilon}$, lo que resulta en

$$T_V = T \frac{w + \varepsilon}{\varepsilon(1 + w)} \quad (2.22)$$

Ya que $w \ll 1$ para la atmósfera, al aplicar una aproximación de series geométricas a $\frac{1}{1+w}$, despreciando los términos de orden superior y con $\varepsilon = 0.622$, la temperatura virtual se aproxima como (Wallace y Hobbs, 2006)

$$T_V \approx T(1 + 0.608w) \quad (2.23)$$

2.5. Energía Potencial Convectiva Disponible

La cantidad de energía disponible para que una parcela de aire pase por el proceso de convección se llama *energía potencial convectiva disponible* (CAPE) (Wallace y Hobbs, 2006)(Emanuel, 1994). CAPE se calcula tomando la energía necesaria para elevar la parcela desde su nivel inicial a su nivel de equilibrio con respecto a la atmósfera que la rodea, suponiendo que el ascenso es pseudo-adiabático (Wallace y Hobbs, 2006)

$$CAPE = \int_i^{EL} \vec{F} \cdot d\vec{l} \quad (2.24)$$

Porque la convección atmosférica sólo involucra la componente vertical de la atmósfera; la componente vertical de la fuerza, en este caso el empuje, es suficiente para calcular CAPE (Emanuel, 1994)

$$CAPE = - \int_i^{EL} B dz \quad (2.25)$$

Sustituyendo el empuje con la ecuación 2.13 se obtiene

$$CAPE = - \int_i^{EL} g \left(\frac{T_{atm} - T_{par}}{T_{atm}} \right) dz \quad (2.26)$$

Otra forma de calcular CAPE es utilizando la presión. Si se toma la ecuación de empuje que involucra la densidad (ec. 2.12), la ecuación 2.25 se convierte en

$$CAPE = \int_i^{EL} g \left(\frac{\rho_{par} - \rho_{atm}}{\rho_{par}} \right) dz = \int_i^{EL} g \left(\frac{\frac{1}{\rho_{par}} - \frac{1}{\rho_{atm}}}{\frac{1}{\rho_{atm}}} \right) dz \quad (2.27)$$

Además, utilizando la suposición que la parcela se encuentra en equilibrio hidrostático (ec. 2.8), la ecuación anterior se puede escribir como

$$CAPE = \int_{p_f}^{p_i} \left(\frac{1}{\rho_{par}} - \frac{1}{\rho_{atm}} \right) dp \quad (2.28)$$

y al sustituir la ley de gas ideal, la ecuación resulta en

$$CAPE = \int_{p_f}^{p_i} R_d (T_{par} - T_{atm}) d \ln p \quad (2.29)$$

La expresión 2.29 de CAPE es la más útil ya que datos proporcionados para el estudio de la atmósfera utilizan presión en lugar de altura. Si uno desea considerar la humedad en la atmósfera y la parcela, la temperatura se puede sustituir por la temperatura virtual T_V (Lin, 2007)

$$CAPE = \int_{p_f}^{p_i} R_d (T_{Vpar} - T_{Vatm}) d \ln p \quad (2.30)$$

Como se discutió en la sección 2.2, el punto de inicio del ascenso en el nivel de convección libre (LFC) y el punto final del ascenso es en el nivel de equilibrio (EL).

Para resumir, la ecuación 2.30 es la ecuación de CAPE suponiendo que la parcela asciende en un proceso pseudo-adiabático y es aplicable a datos reales como radiosondeos, por lo cual se utilizara en este trabajo.

2.5.1. Energía de Inhibición Convectiva

La energía de inhibición convectiva, o CIN, es la energía necesaria para elevar una parcela a su nivel de convección libre (LFC). Usualmente, CIN representa la energía para superar la estabilidad del nivel entre la superficie y el nivel de convección libre (Wallace y Hobbs, 2006). CIN se calcula de la misma manera que CAPE pero los límites de integración son desde la superficie (SL) a LFC y se considera un valor negativo

$$CIN = - \int_{p_{SL}}^{p_{LFC}} R_d (T_{Vpar} - T_{Vatm}) d \ln p \quad (2.31)$$

En resumen, CAPE y CIN son unas de las variables que ayudan a determinar la estabilidad de la atmósfera. La magnitud de ambas puede dar una idea de que tan estable esta la atmósfera (Schultz *et al.*, 2000).

2.6. Vapor de Agua Integrado y Vapor de Agua Precipitable

El vapor de agua precipitable o PWV es la cantidad de vapor de agua en una columna de la atmósfera (Solot, 1939)

$$PWV = \int_0^h \rho_v dz \quad (2.32)$$

dado a $dp = -\rho g dz$, 2.32 se convierte en

$$PWV = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_h} \frac{\rho_v}{\rho} dp = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_h} \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} dp = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_h} \frac{\frac{\rho_v}{\rho_d}}{1 + \frac{\rho_v}{\rho_d}} dp \quad (2.33)$$

y sustituyendo la razón de mezcla

$$PWV = \frac{1}{g} \int_{p_h}^{p_0} \frac{w}{1 + w} dp \quad (2.34)$$

Porque la razón de mezcla es un valor pequeño ($w \ll 1$) (Wallace y Hobbs, 2006),

$\frac{w}{1+w} \approx w$ y esto resulta en

$$PWV \approx \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} w dp \quad (2.35)$$

con $p_2 > p_1$. Esta expresión es la más útil ya que utiliza variables medibles.

Con estas definiciones, una relación entre PWV y CAPE se puede deducir ya que ambas variables dependen del vapor de agua en la atmósfera (se utiliza la razón de mezcla de cada nivel de presión para ambas). Adicionalmente, como se mencionó previamente en la introducción, CAPE y PWV parecen seguir la escala de Clausius-Clapeyron para cambios de temperatura.

Capítulo 3

Datos y Metodología

El periodo de tiempo de este estudio es de 29 años, de 1985 a 2014, y sólo incluye los meses de la temporada de lluvias (mayo a octubre) en el valle de México. Se utilizaron datos de los radiosondeos diarios lanzados a las 12Z (7 horas tiempo local) desde el Aeropuerto Internacional Benito Juárez antes de 1998 y desde el Servicio Meteorológico Nacional en la colonia Observatorio después de 1998, desde 1985 al 2012 para calcular CAPE, CIN y PWV. Además, se empleó la temperatura de superficie de dichos sondeos en el análisis. Los sondeos con menos de 15 líneas de datos o con mediciones obviamente erróneas debidas a error de instrumentación, como temperaturas muy extremas o presión de superficie muy alta fueron eliminados, con el fin de disminuir el error en los resultados finales, un proceso de control de calidad.

Además de los datos de precipitación, se empleó la temperatura de tope de la nube como un “proxy” para la actividad de convección profunda. Estos datos de temperatura tope de nube se obtuvieron del satélite GOES a cada 15 a 30 minutos con una resolución espacial de 4km x 4km cubren el periodo de 1995 hasta 2012. Adicionalmente, la temperatura máxima, dígase la temperatura más alta durante el día para los años desde 1985 al 2014, se utilizó en el análisis para calcular CAPE y CIN con los datos de los radiosondeos.

Para la precipitación, se utilizaron dos conjuntos de mediciones en este estudio: (1) la intensidad de la precipitación media sobre el área total superficial del Valle de México (aproximadamente 50 km x 50 km de 19°7'30 a 19°37'30 Norte, 98°52'30 a 99°22'30 Oeste correspondiente a las mediciones superficiales de precipitación utilizadas. Estos datos de intensidad provenientes del satélite TRMM tiene una resolución cada 3 horas y espacial de 25km x 25km durante el periodo 1998 a 2013. (2) La precipitación diaria total acumulada con los datos del sistema pluvial de la Ciudad de México del Sistema de Aguas de la Ciudad de México

en el periodo de tiempo de 1995 al 2014. Este sistema pluvial está constituido por 78 estaciones, pero sólo 49 estaciones tuvieron las series de datos más homogéneas para el periodo de estudio que se muestran en la figura 3.1.

Debido al hecho que estudios previos (Ochoa *et al.* (2015), Magaña *et al.* (2003)) analizaron la precipitación por zona dentro del Valle de México, la región total se dividió en cuadrantes para el análisis de la temperatura de tope de la nube y precipitación acumulada en la superficie. La línea de división longitudinal se ubicó a $99^{\circ}8'6$ Oeste y la latitudinal a $19^{\circ}19'30$ Norte, como se puede observar en el mapa de la Figura 4.12.

El método para calcular CAPE y CIN sigue la metodología de Adams y Souza (2009). Haciendo uso de las ecuaciones 2.30 y 2.31, respectivamente, se obtuvo un CAPE más inestable y con mayor correlación con la precipitación. Los sondeos de las 12 Z (7 horas local) se emplearon para calcular estas variables con la temperatura máxima del día, debido a la estabilidad de la atmósfera causada por el enfriamiento radiativo nocturno no representativa de las condiciones convectivas. Para calcular solamente CAPE, se consideró en la capa de mezcla en niveles bajos de la atmósfera, una razón de mezcla media, medida desde la superficie hasta un nivel de presión de 730 mb (50mb). Esta misma metodología en particular se ha utilizado en otros estudios. Por ejemplo, en el análisis de 20 años de patrones sinópticos de eventos extremos (Mazon *et al.* (2016)) y en el estudio de vaguadas invertidas transitorias y su aporte en los eventos severos (Lahmers *et al.* (2016)), ambos realizados en la región del monzónica de Norteamérica.

PWV se calculó empleando la ecuación 2.35 y la cizalladura vertical se calculó simplemente haciendo uso de la ecuación 2.1 entre los niveles de 700 mb y 400 mb.

Para el análisis de las tendencias temporales de todas las variables de este estudio, se utilizó la prueba de Mann-Kendall, que es una prueba no paramétrica para observar si un conjunto de datos tiene una tendencia monótona positiva/negativa con probabilidad crítica de 0.95 (Apéndice B) para determinar si la tendencia es significativa. Una regresión lineal para obtener una idea de la magnitud de los cambios con respecto al tiempo (Apéndice C). La aplicación de la R de Pearson y la τ_{β} de Kendall para evaluar la correlación entre las variables mismas y sus correlaciones con el tiempo. La aplicación de la prueba Kolmogorov-Smirnov para observar si hay cambios significativos en la distribución de cada variable (Apéndice D) en tres periodos de tiempo: los años iniciales, los años en la mitad del rango entero de tiempo, y los años al final del periodo de estudio.

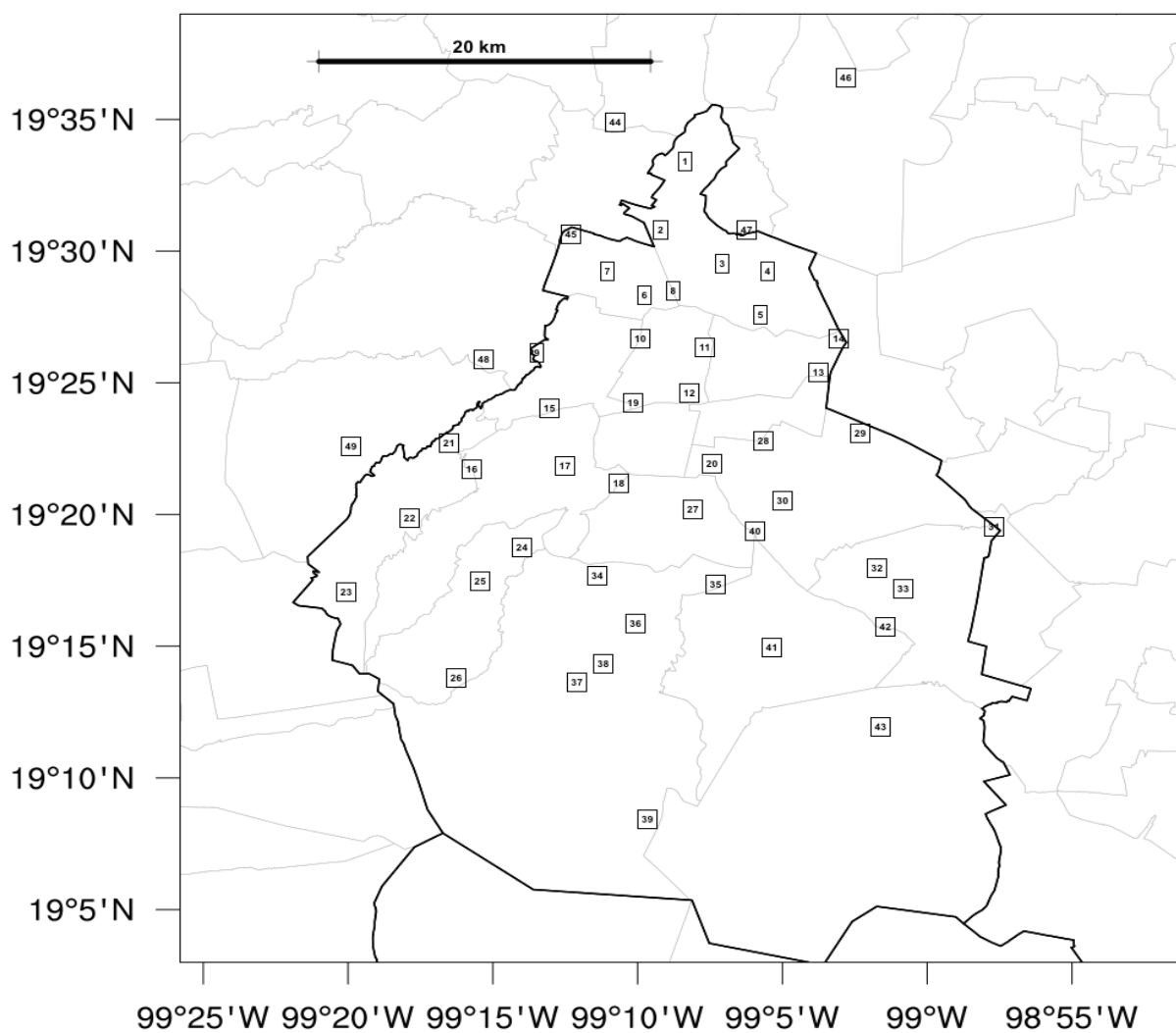


Figura 3.1: Mapa de la ubicación aproximada de las 49 estaciones pluviales estudiadas de la red pluvial de la Ciudad de México (SACMEX, 2015).

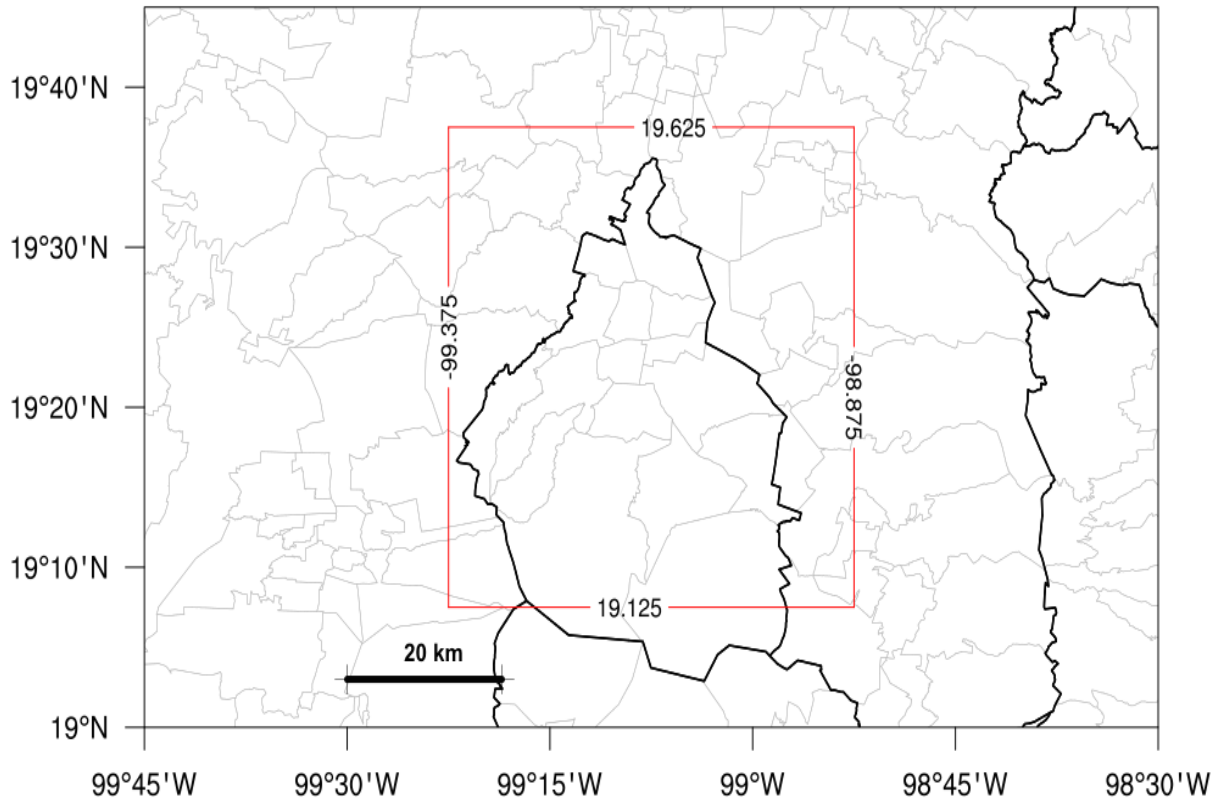


Figura 3.2: Mapa de la region del Valle de México (region dentro del rectángulo rojo) que se utilizo para obtener el valor medio de la intensidad de la precipitación del satélite TRMM y de la temperatura del tope de la nube del satélite GOES.

3.1. Instrumentos de Adquisición de Datos

En esta sección se presenta una descripción breve de los tres instrumentos de medición empleados para obtener los datos analizados.

3.1.1. Radiosondeos

Los radiosondeos son una de las maneras más comunes para obtener observaciones de la troposfera superior desde la década de 1930. Un radiosondeo es esencialmente un paquete de instrumentos elevado por un globo. El paquete de instrumentos mide la presión, temperatura, velocidad y dirección del viento y la humedad creando un perfil vertical de la atmósfera

(NOAA, 2015). El mismo se compone de varios sensores que miden presiones desde 1000 mb a 20 mb, temperaturas de $40^{\circ}C$ a $-60^{\circ}C$ y humedad relativa de 0 % a 100 % (Harrison, 2015). En las versiones modernas este paquete también incluye un receptor GPS o en su defecto una antena radiogoniometría para seguir su posición que permite obtener la velocidad y dirección del viento (Nash *et al.*, 2007). El globo que lleva el paquete está hecho de un material de látex ligero, comúnmente entre 100 a 500 g (Nash *et al.*, 2007) y se llena de un gas más ligero que el aire, como hidrógeno o helio, para obtener una elevación libre de alrededor de 20 a 35 kilómetros (Harrison, 2015) (Nash *et al.*, 2007). Los radiosondeos son alimentados por una batería, el tipo depende del fabricante, y un transmisor de radio de 300 milliwatts o menos para enviar los datos a un receptor de seguimiento en tierra, que funciona a una frecuencia de radio de 1676 - 1682 MHz o 430-400 MHz (NOAA, 2015). La tasa de ascenso de la radiosonda es típicamente 5 - 8 m/s y puede recabar datos hasta por 2 horas (Harrison, 2015).

3.1.2. Satélite TRMM

La Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM por sus siglas en inglés), es la misión conjunta para estudiar las precipitaciones, especialmente las lluvias tropicales, para el estudio del clima y la investigación meteorológica de la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA, por sus siglas en inglés), que opero desde Noviembre del 1997 hasta Abril del 2015 (Weiler, 2002). El satélite TRMM estuvo equipado con cinco instrumentos principales, y cada uno de estos instrumentos fueron construidos con el propósito específico de medir con gran precisión las precipitaciones, las propiedades de las nubes, y otras variables meteorológicas. Estos instrumentos son: 1) el radar de precipitación (PR), que se utiliza para generar mapas en 3-D de la estructura de las tormentas incluyendo el tipo de precipitación y la profundidad de la tormenta; 2) el Generador de Imágenes de Microondas TRMM (TMI), que utiliza la radiación de microondas que la tierra emite para medir indirectamente la precipitación y vapor de agua en la atmósfera; 3) el Escáner Visible e Infrarrojo (VIRS), que detecta la radiación visible e infrarroja para delinear las precipitaciones y puede determinar la temperatura del tope de la nube o de brillo de la nube, utilizando la intensidad de la radiación medida. 4) El Sistema de Energía Radiante de la Tierra y Nubes (CERES) que mide el “ presupuesto de energía ” de la tierra, mediante la medición de la energía en la parte superior de la atmósfera y la estimación de la energía dentro de la atmósfera. 5) El Sensor de Imagen de Relámpagos (LIS) que mide y localiza un rayo en regiones tropicales (Weiler, 2002).

3.1.3. Satélite GOES

La misión del Satélite Operacional del Ambiente Geoestacionario es una misión conjunta de la NASA y NOAA creada en 1974. Esta misión tiene el objetivo de monitorear y brindar observaciones y datos de la atmósfera, océanos y la superficie terrestre para mejorar los estudios e investigaciones meteorológicas. Estos datos están disponibles a todo los sectores del gobierno público y privado. Esta misión consiste en varios satélites y cada uno cubre varias partes del continente americano. Cada satélite ha sido remplazado a lo largo de los años con modelos que poseen sistemas e instrumentos más modernos y precisos. Los tres instrumentos principales en cada satélite son el Imager para la atmósfera terrestre, el Sounder para la atmósfera terrestre y el Monitor de Ambiente Espacial (SEM).

El Imager es el instrumento diseñado para detectar energía térmica emitida y energía solar reflejada en una sección dada. Estos datos se utilizan para determinar características de las nubes como su temperatura, altura, vapor de agua y el total de área cubierta por nubes. El Sounder como el Imager, está diseñado para detectar la energía térmica emitida y la energía solar reflejada en una sección dada, pero sus datos se utilizan para calcular los perfiles verticales de la temperatura y la humedad, temperatura de tope de las nubes y la distribución de ozono. Finalmente el SEM monitorea el sol y sus efectos en el ambiente solar-terrestre cerca de la tierra. Por esta razón, este instrumento es esencial para los sistemas de navegación satelitales y misiones espaciales como la Estación Internacional Espacial (Landecker y Gale, 2009).

El uso de las mediciones de las imágenes del infrarrojo son útiles para poder observar sistemas convectivos (Adams *et al.* (2013), Mapes *et al.* (2009)). Estas mediciones del espectro infrarrojo del satélite GOES se interpretan como temperatura del tope de la nube. La temperatura del tope de la nube es útil para poder determinar su altura y observar actividad convectiva, la cual ocurre cuando esta temperatura cae por debajo de 235 K en menos de dos horas para una área de 50 km (Adams *et al.* (2013)). Además de estos cambios en temperatura del tope de la nube, los eventos convectivos también están acompañados por aumentos en PWV antes de la disminución de esta temperatura (Adams *et al.* (2013)).

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo se describen primeramente se describen las tendencias de la precipitación y la temperatura del tope de la nube, seguido por la descripción de la relación entre ambas variables y los resultados de la regionalización de la precipitación acumulada en superficie y la temperatura del tope de la nube. Posteriormente se discuten los comportamientos de CAPE, CIN, PWV, la temperatura y la cizalladura vertical del viento, así como las relaciones entre CAPE y PWV, CAPE y temperatura superficial. Por último, se describe y se discute la relación entre la precipitación y las variables termodinámicas y dinámicas empleadas en este estudio. Además se analizaron las variables previamente mencionadas en dos periodos diferentes: el intervalo principal de tiempo que contiene todos los datos disponibles de cada variable y un rango de tiempo más reciente, que se considero como los últimos diez años del intervalo principal. El propósito de esto fue para ver si existían cambios más recientes en cada variable.

4.0.4. Tendencias en la Precipitación y Temperatura del Tope de la Nube

Para la temperatura del tope de la nube (CTT), la tendencia en los años de 1995 al 2013 (figuras 4.1 y 4.2) fue positiva y significativa, pero débil; indicando una disminución con el tiempo del número de nubes profundas. Por su parte, el cambio temporal anual encontrado fue de $0.0334 \frac{K}{año}$, no siendo significativo para el valor de α dado y siendo menor al valor de error estándar de 0.34 K. Este comportamiento es evidente al observar los cambios con el tiempo de la distribución; en la figura 4.3 la distribución se desplaza a la derecha con cada periodo de tiempo, indicando un incremento en los valores generales. Sin embargo, en los

últimos diez años (2004 al 2013), CTT obtuvo una tendencias negativa significativa.

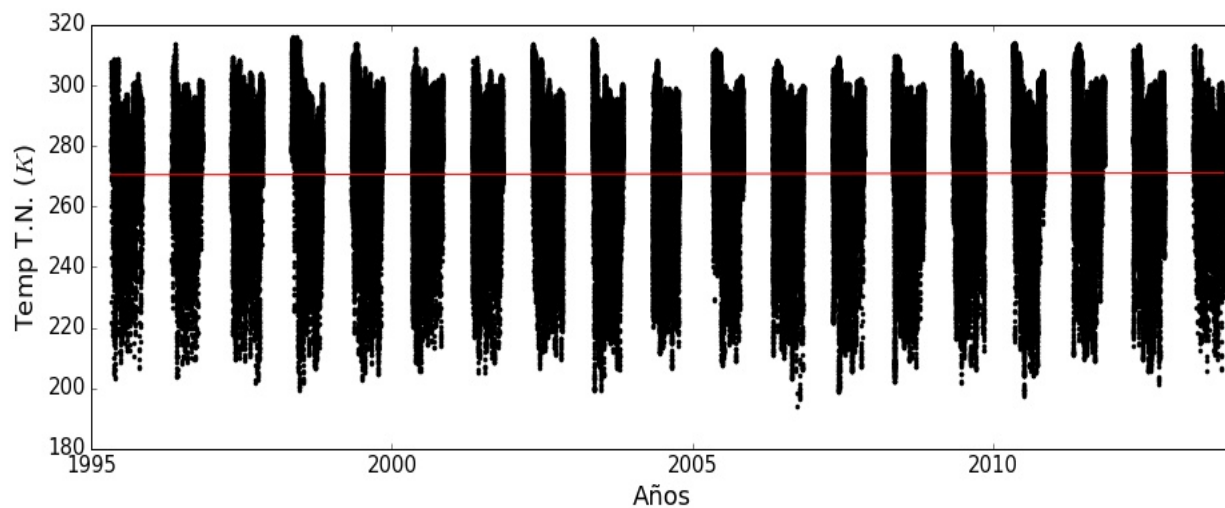


Figura 4.1: Gráfica de la serie temporal de CTT durante la temporada lluviosa (1995 - 2013) y su línea de tendencia lineal (no significativa) (roja).

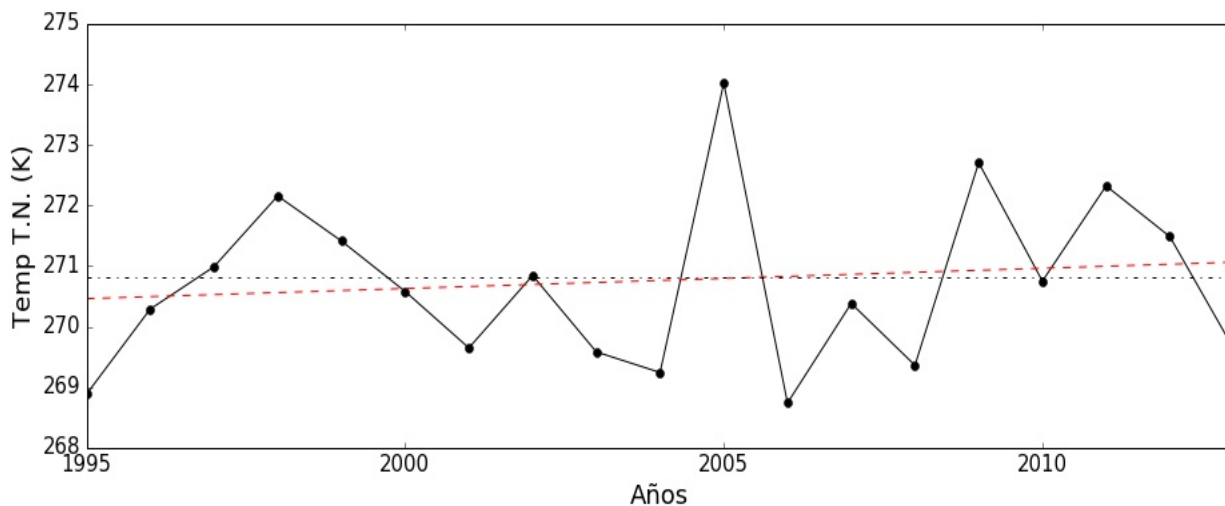


Figura 4.2: Gráfica de la serie temporal de los promedios anuales de CTT durante el periodo de 1995 - 2013 y su línea de tendencia lineal (no significativa) (roja) y promedio (negra).

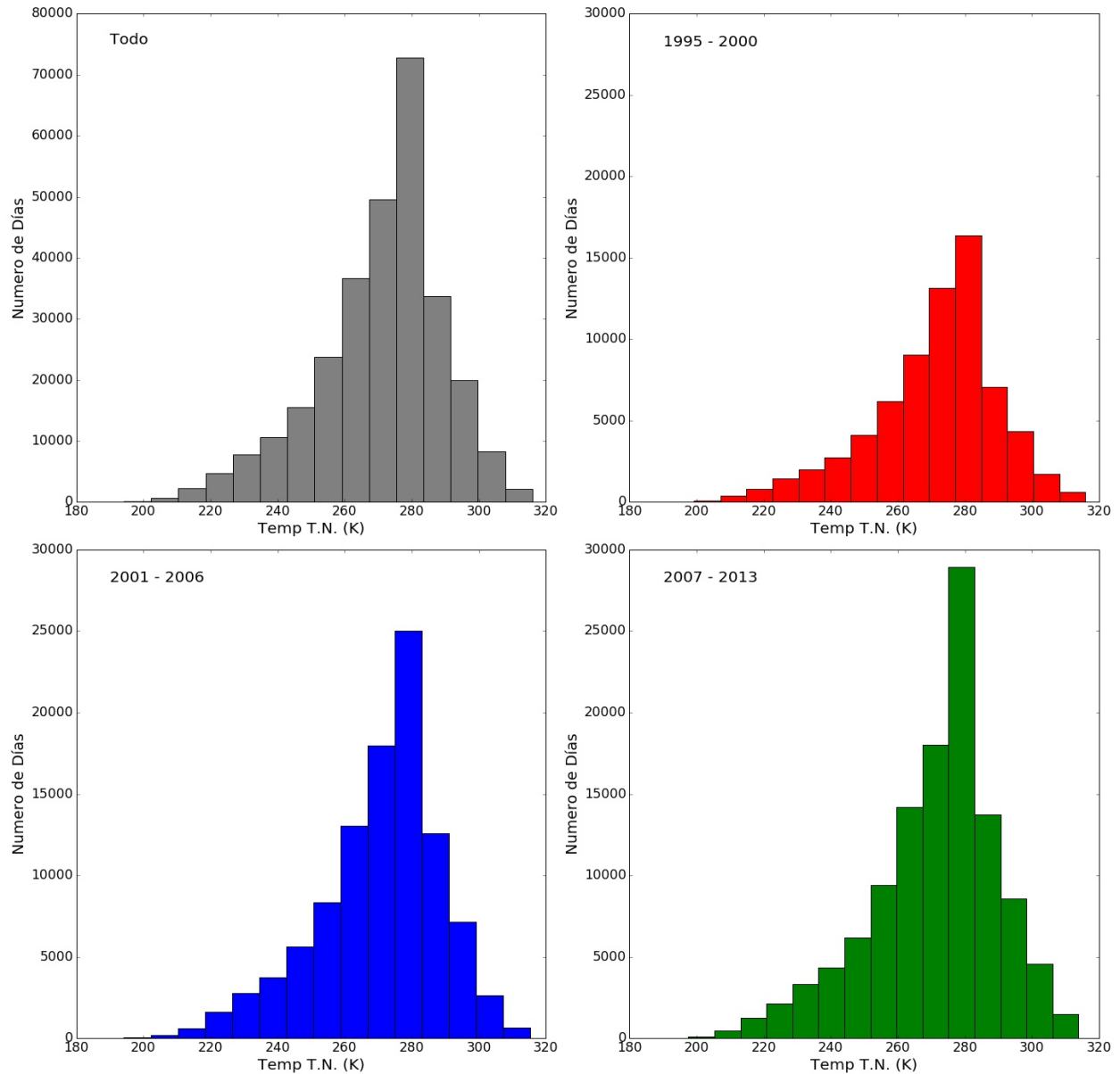


Figura 4.3: Distribuciones de CTT para todo el periodo (1995 - 2013) y tres periodos de tiempo dentro de este (marcados en cada gráfica).

Para las mediciones del acumulado diario promedio de la precipitación y su intensidad se obtuvieron resultados opuestos. La intensidad de la precipitación, denominada precipitación TRMM desde este punto en adelante, obtuvo una tendencia negativa insignificante con un cambio anual de temporada despreciable y mucho menor al umbral de detección del satélite TRMM (figuras 4.4 y 4.5). Esta tendencia insignificante también se observó en la falta de algún cambio significativo de la distribución de precipitación de TRMM con el tiempo

(figura 4.6). Sin embargo, en los últimos diez años (2004 al 2013), esta tendencia se volvió significativa. Como la precipitación TRMM fue medida cada tres horas, se obtuvieron tendencias por cada tres horas analizadas, dividiendo estas tendencias en intervalos de 3 horas e intervalos de 6 horas. Por cada tres horas en el periodo de tiempo de estudio (1998 - 2013), cinco de las ocho tendencias (tabla 4.1) resultaron ser significativas (6Z, 9Z, 12Z, 18Z y 21Z) y de éstas, sólo una fue negativa (18Z). Para las tendencias de intervalos de cada 3 horas (tabla 4.2), 2 de las 8 tendencias analizadas resultaron ser significativas y positivas, las que tuvieron lugar temprano en la mañana (los intervalos entre 9Z a 15Z). Para los intervalos de cada 6 horas (tabla 4.3) (4 en total), la mitad obtuvieron tendencias significativamente positivas. Con estos resultados, no se puede determinar si hay un cambio en el tiempo de la ocurrencia de los eventos intensos como los que observaron Ochoa *et al.* (2015) o en Jauregui y Romales (1996) utilizando bases de datos de intensidad de precipitación superficial, ya que sólo se aprecian cambios en la intensidad de la precipitación a ciertas horas del día.

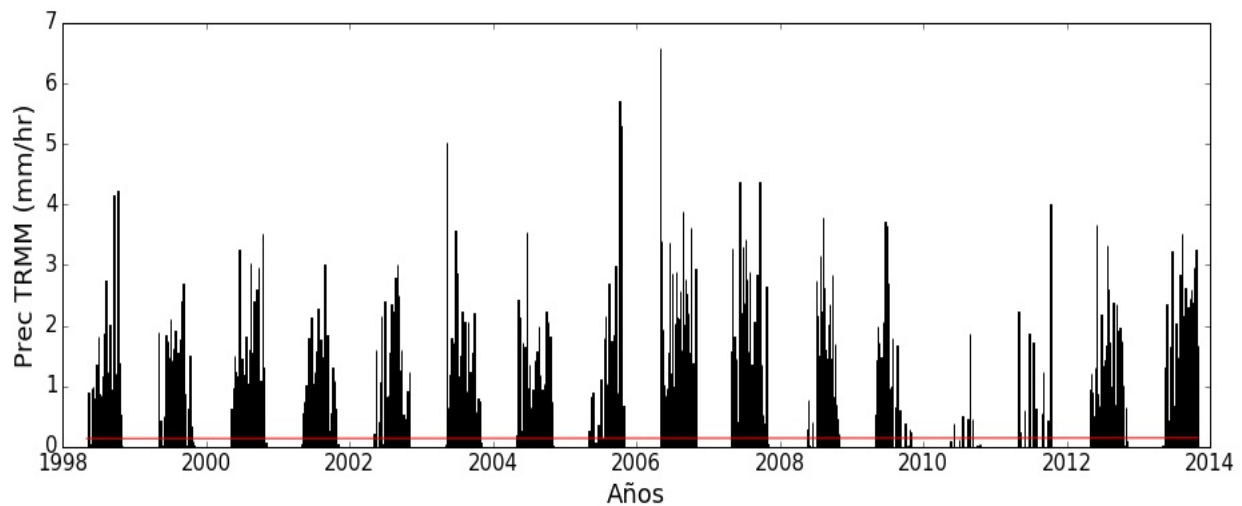


Figura 4.4: Igual que la figura 4.1 en el periodo de 1998 - 2013 aplicado a la precipitación TRMM.

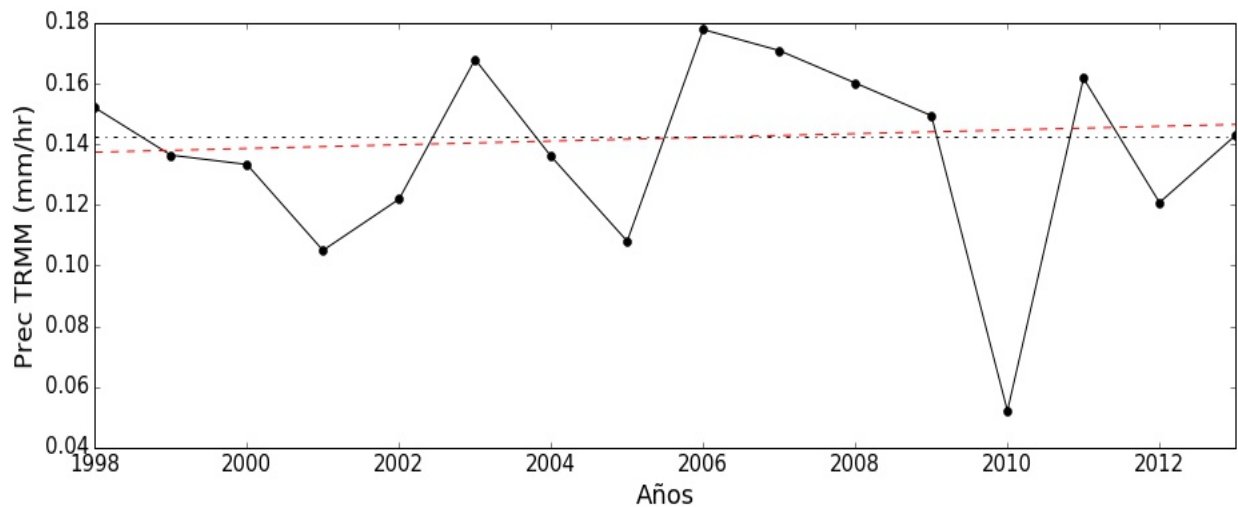


Figura 4.5: Igual que la figura 4.2 en el periodo de 1998 - 2013 aplicado a la precipitación TRMM.

Hora	PROM	τ_{β}	T. T.	M. K.
0Z	0.45	-0.027	NO.T.	0.91
3Z	0.24	0.029	NO.T.	0.91
6Z	0.11	0.053	POS.	0.95
9Z	0.03	0.048	POS.	0.98
12Z	0.01	0.064	POS.	0.99
15Z	0.01	0.0074	NO T.	0.30
18Z	0.02	-0.052	NEG.	0.97
21Z	0.19	0.049	POS.	0.99

Tabla 4.1: Resultados de análisis para la precipitación TRMM por cada 3 horas (tiempo UTC). (Incluye promedio (PROM), probabilidad de Mann-Kendall (M-K) (Prob. Critica = .95) , la τ_{β} de Kendall y el tipo de tendencia (T. T.))

Horas	PROM	τ_β	T. T.	M. K.
0Z - 3Z	0.34	0.0064	NO T.	0.43
3Z - 6Z	0.20	0.027	NO T.	0.94
6Z - 9Z	0.06	0.028	NO T.	0.93
9Z - 12Z	0.02	0.060	POS.	0.99
12Z - 15Z	0.001	0.040	POS.	0.99
15Z - 18Z	0.01	-0.018	NO T.	0.79
18Z - 21Z	0.12	0.026	NO T.	0.94
21Z - 0Z	0.23	-0.020	NO T.	0.92

Tabla 4.2: Resultados de análisis para la precipitación TRMM para diferentes intervalos de tiempo.

Horas	PROM	τ_β	T. T.	M. K.
0Z - 6Z	0.30	0.0093	NO.T.	0.63
6Z - 12Z	0.04	0.047	POS.	0.99
12Z - 18Z	0.01	0.016	NO T.	0.83
18Z - 0Z	0.12	-0.031	NEG.	0.99

Tabla 4.3: Resultados de análisis para la precipitación TRMM para diferentes intervalos de tiempo.

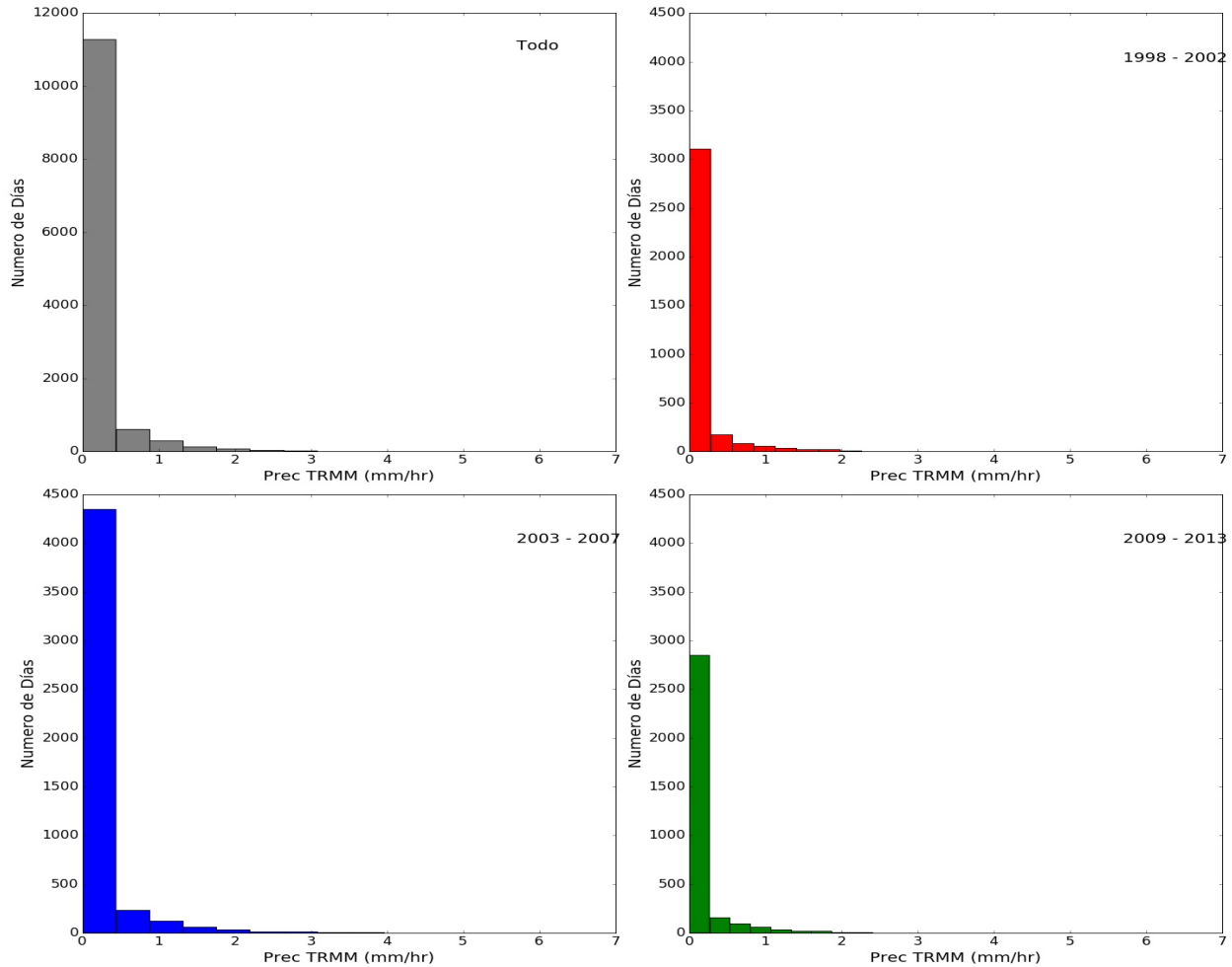


Figura 4.6: Igual que la figura 4.3 aplicado a la precipitación TRMM durante de 1998 al 2013.

Cambios en el promedio de precipitación acumulada en la superficie (la precipitación en superficie), produjeron una tendencia positiva pequeña y significativa con un cambio anual temporal significativo de $0.00 \frac{mm}{año}$ que fue inexacto ya que es menor al valor del error estándar de 0.08 mm. Esta tendencia continúa en los últimos diez años (figuras 4.7 y 4.8). La magnitud pequeña de este cambio se puede apreciar con el hecho que la distribución de precipitación en superficie (figura 4.9) no tuvo un cambio estadísticamente significativo con el tiempo. Examinando cada una de las 49 estaciones individualmente, las que se pueden observar en la Figura 4.10, solo 6 resultaron en un cambio negativo no significativo. En el resto las tendencias fueron positivas, pero sólo 16 fueron significativas. Observando la precipitación en superficie en cada una de las estaciones en la tabla 4.4 y los promedios resultantes al dividir la región en cuadrantes (que se discuten con más detalle en la siguiente sección) (tabla 4.5),

la parte oeste, especialmente la zona montañosa, de la ciudad obtuvieron los acumulados más altas de la region, siendo consistente con el análisis de datos de observaciones de Ochoa *et al.* (2015) y Magaña *et al.* (2003).

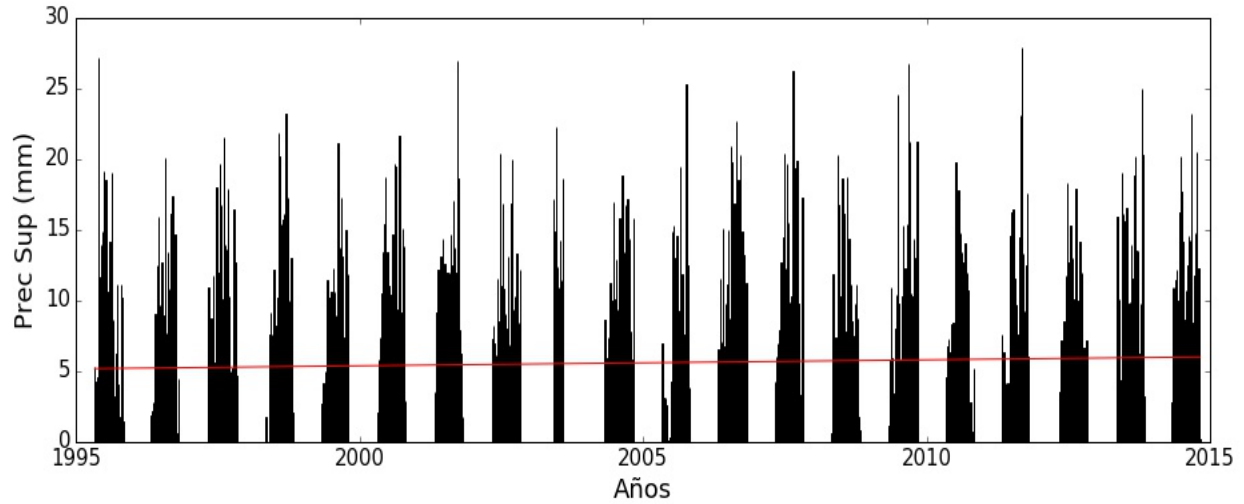


Figura 4.7: Igual que la figura 4.1 en el periodo de 1995 - 2014 aplicado a la precipitación TRMM (línea de tendencia significativa).

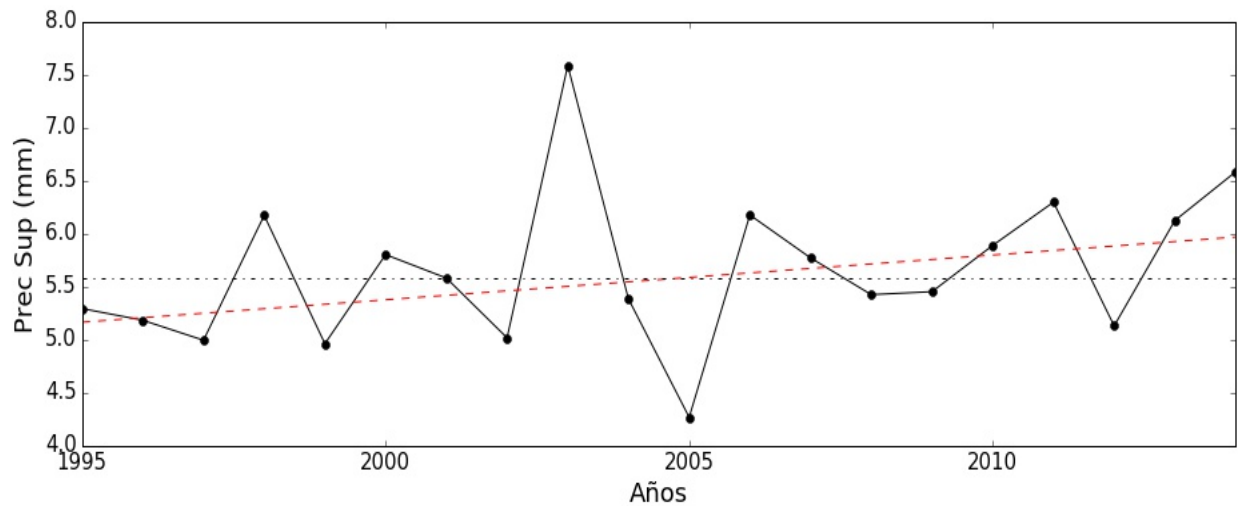


Figura 4.8: Igual que la figura 4.7 en el periodo de 1995 - 2014 aplicado a la precipitación en superficie (línea de tendencia significativa).

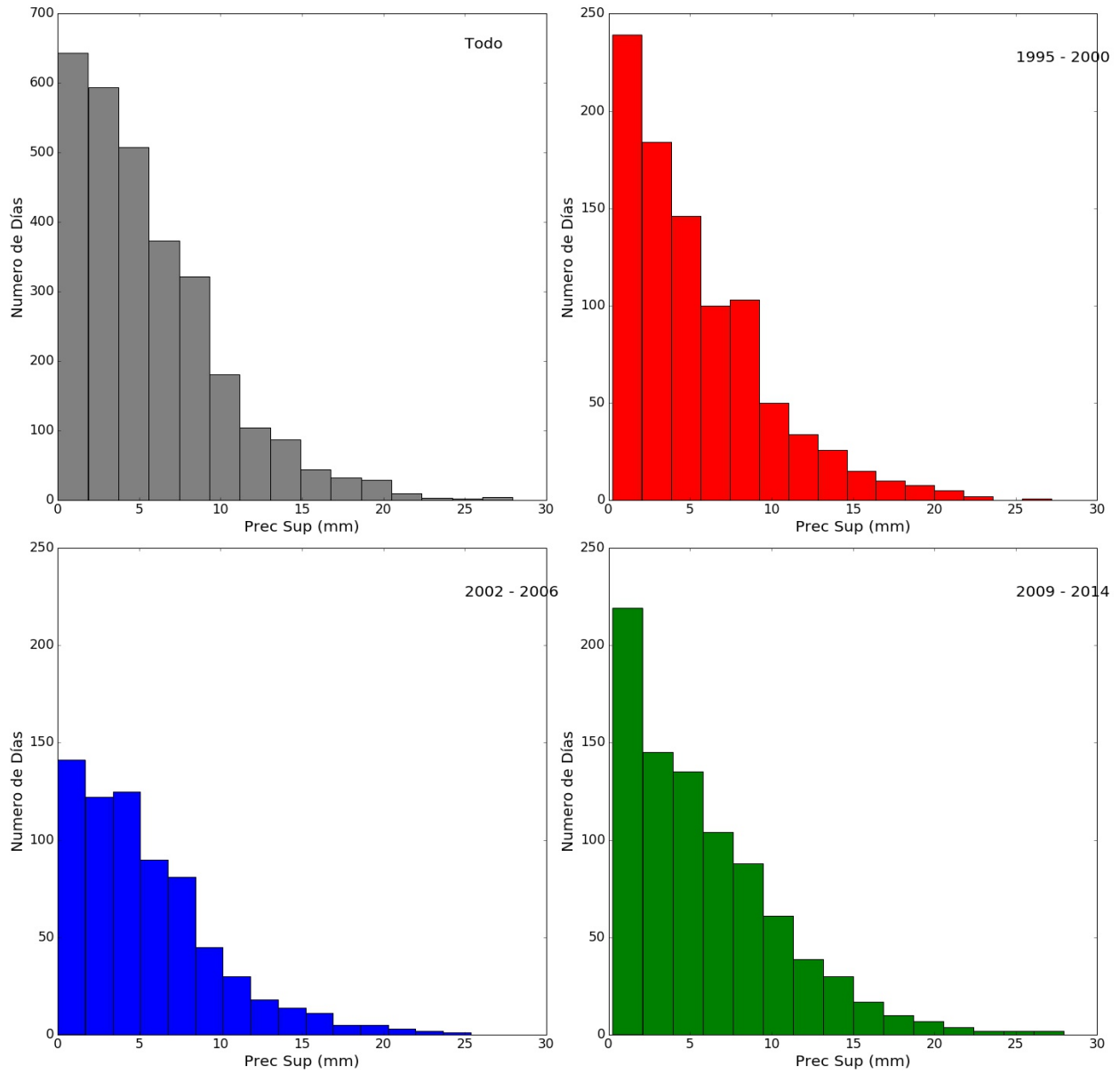


Figura 4.9: Igual que la figura 4.16 aplicado a la precipitación en superficie desde 1995 al 2014.

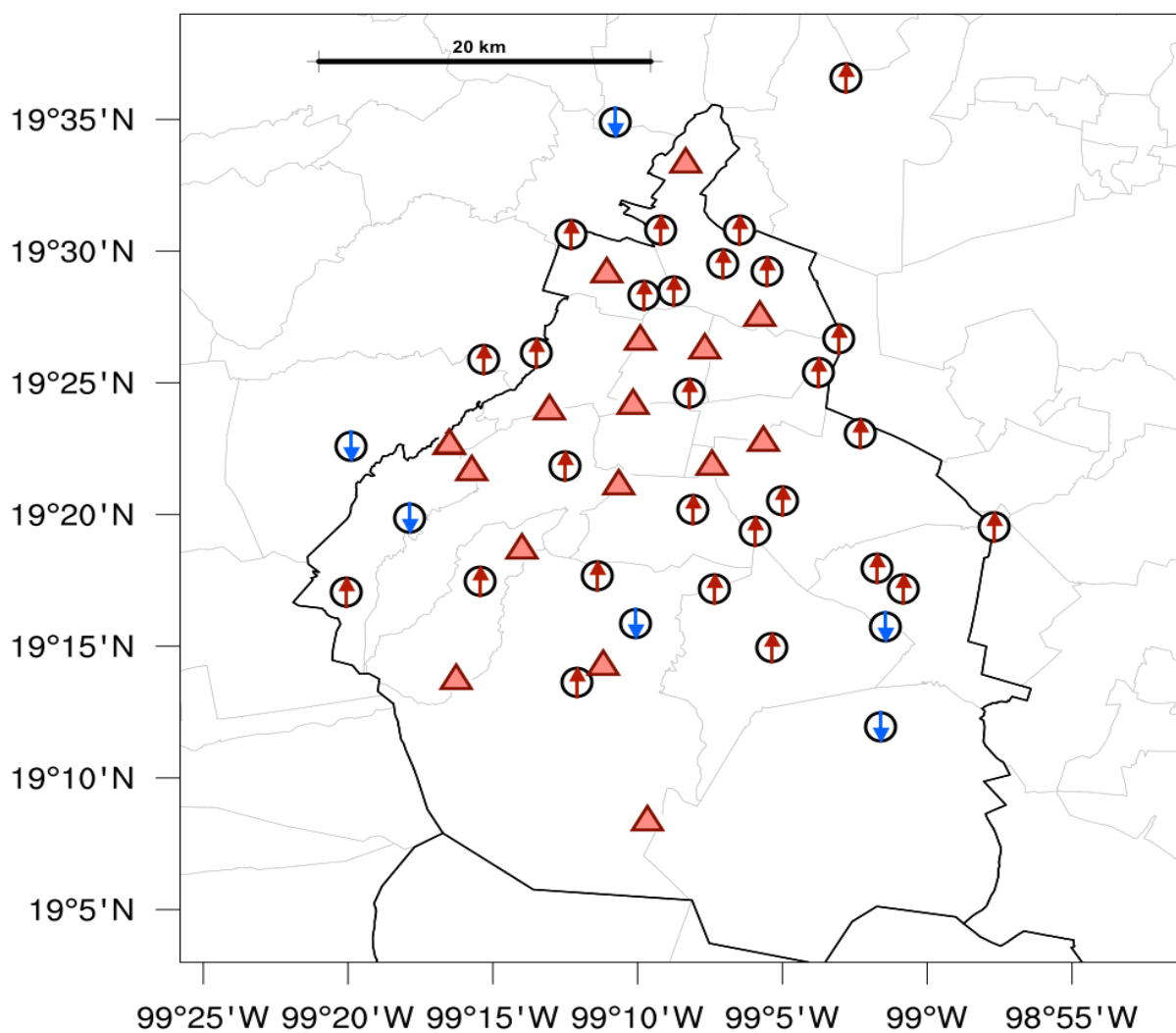


Figura 4.10: Tendencia por estación de la precipitación en superficie. Triángulo (círculo) indica la tendencia significativa (no significativa); dirección del triángulo (flecha) indica el tipo de tendencia (hacia arriba = positiva; hacia abajo = negativa). El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.

Estación	Región	Promedio	$\tau - \beta$
1	NE	7.31	0.086
2	NO	6.28	0.001
3	NE	6.30	0.018
4	NE	6.18	0.017
5	NE	6.31	0.036
6	NO	7.38	0.030
7	NO	7.06	0.037
8	NO	6.56	0.018
9	NO	8.05	0.020
10	NO	7.32	0.046
11	NE	6.79	0.039
12	NE	7.02	0.018
13	NE	5.21	0.004
14	NE	5.42	0.012
15	NO	7.88	0.064
16	NO	8.99	0.055
17	NO	7.11	0.016
18	NO	7.54	0.057
19	NO	6.99	0.046
20	NE	6.33	0.040
21	NO	8.68	0.034
22	NO	8.78	-0.021
23	SO	8.58	0.009
24	SO	8.61	0.032
25	SO	9.27	0.009
26	SO	8.80	0.047
27	NE	6.46	0.007
28	NE	5.95	0.044
29	NE	5.22	0.032
30	NE	6.19	0.031
31	NE	5.21	0.019
32	SE	5.47	0.024
33	SE	5.94	0.012
34	SO	6.32	0.010
35	SE	6.51	0.027
36	SO	7.08	-0.013
37	SO	8.65	0.003
38	SO	7.19	0.033
39	SO	7.93	0.059
40	SE	6.21	0.025
41	SE	6.10	0.020
42	SE	5.61	-0.007
43	SE	5.66	-0.023
44	NO	6.78	-0.03
45	NO	7.39	0.018
46	NE	5.78	0.019
47	NE	6.68	0.017
48	NO	7.92	0.000
49	NO	8.82	-0.023

Tabla 4.4: Resultados de análisis para la precipitación en superficie para cada una de las 49 estaciones pluviales.

4.0.5. Relación entre la precipitación y CTT

Tomando en cuenta las tendencias de ambas mediciones para la precipitación y CTT, estas no fueron consistentes entre sí. La relación entre CTT y la precipitación se explica por

el hecho que las temperaturas bajas del tope de las nube, significan nubes en los niveles altos que están asociadas con las nubes de convección profunda y con la precipitación convectiva, por lo tanto se espera una relación negativa entre las dos variables (i.e. tendencia positiva de la precipitación con negativa de CTT). Sin embargo, la tendencia de CTT y la precipitación en superficie resultaron ser positivas, lo cual no es lo esperado, mientras que la precipitación TRMM no tuvo una tendencia significativa. A pesar de este resultado, se consideró que estas tendencias eran muy pequeñas, especialmente para CTT. Además, para ambas mediciones, como era de esperar, la correlación resultó ser moderadamente negativa (figura 4.11).

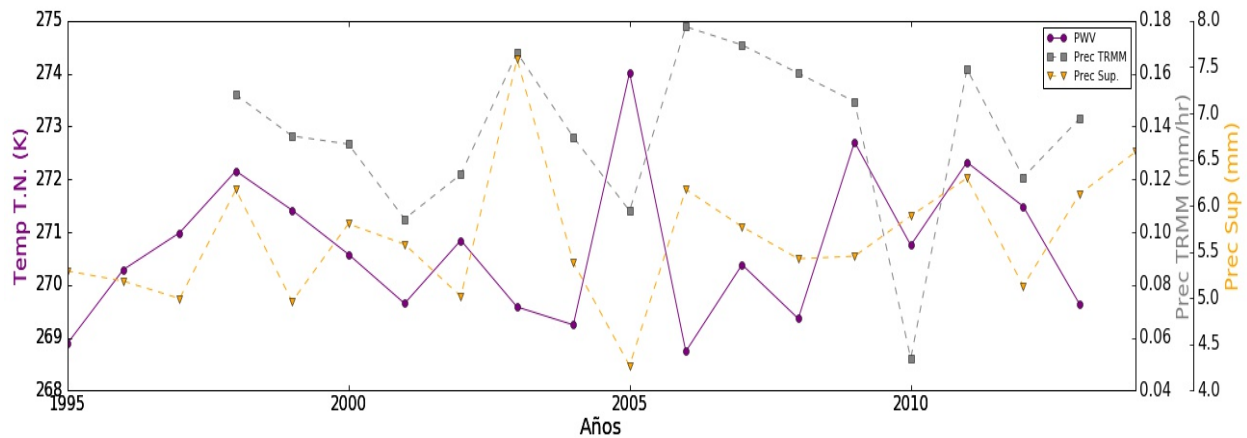


Figura 4.11: Comparación de promedios anuales de CTT (círculos morados), precipitación TRMM (cuadros grises) y precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las tres escalas diferente del eje y.

4.0.6. Regionalización de la precipitación en superficie y CTT

En los estudios de Magaña *et al.* (2003) y Ochoa *et al.* (2015), las observaciones señalaron que la precipitación varía en dependencia de la zona en el Valle de México. Por lo tanto, para profundizar el analysis de CTT y la precipitación en superficie con más detalle, el área total se dividió en cuadrantes (figura 4.12 y figura 4.13). Aunque la tendencia obtenida del área total de la precipitación en superficie es significativa, sólo un cuadrante obtuvo una tendencia significativamente positiva (suroeste) (tabla 4.5). Al contrario de la precipitación en superficie, para CTT, los cuatro cuadrantes obtuvieron tendencias significativas, con los cuadrantes del norte siendo negativas y los del sur siendo positivas (tabla 4.5), lo que indica una inconsistencia entre estas dos variables. Sin embargo, las correlaciones entre CTT y la precipitación en superficie resultaron ser similares a la correlación del área total, aunque más débiles para los cuatro cuadrantes (tabla 4.6). Independientemente, se pudo observar que el

cuadrante occidentales, especialmente el suroeste, obtuvieron la precipitación en superficie más alta y para el suroeste el CTT más bajo, resultados consistentes a los resultados de observaciones de Ochoa *et al.* (2015) y de Magaña *et al.* (2003).

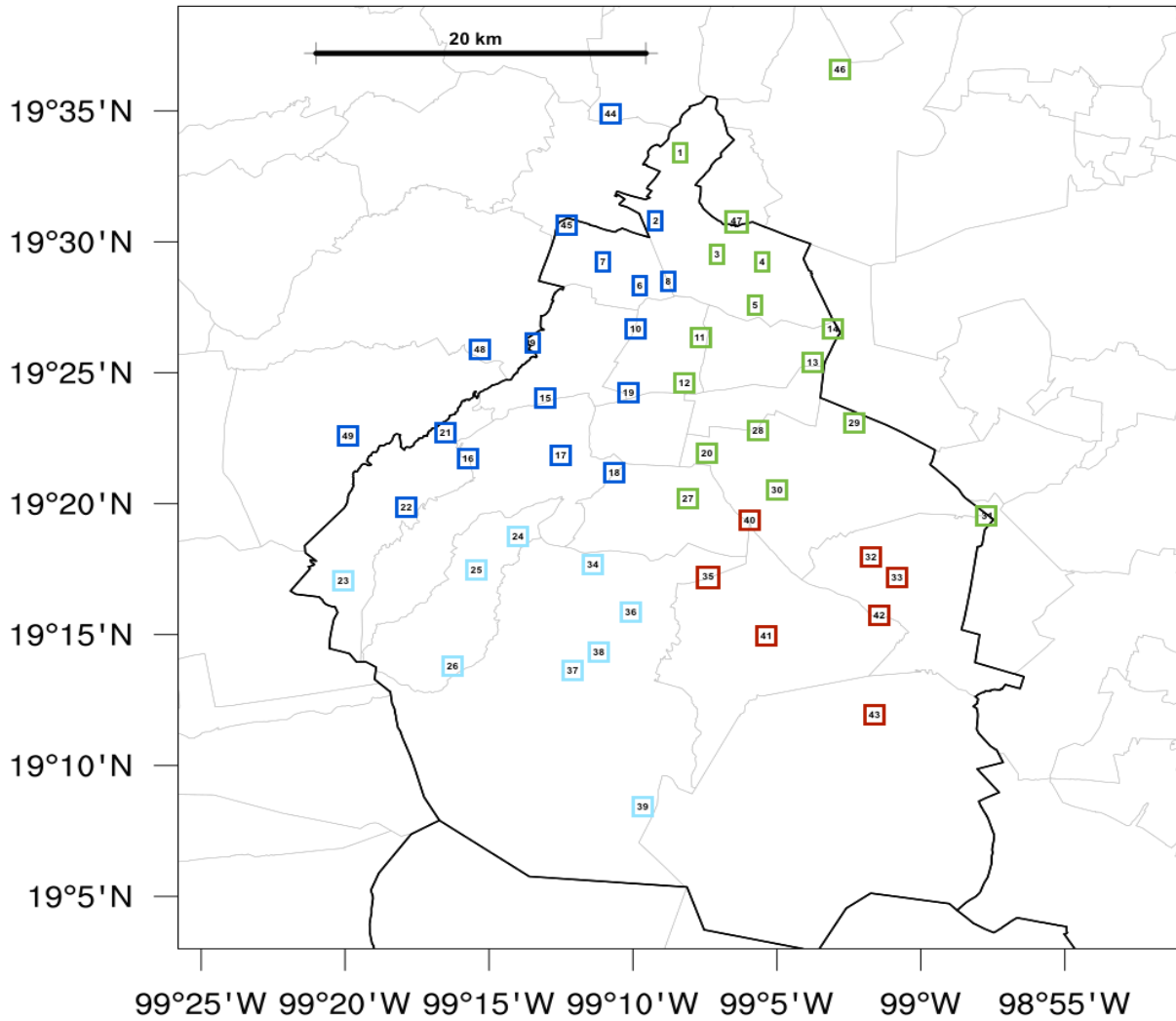


Figura 4.12: Division de red pluvial en cuadrantes. El color del cuadro de cada estación indica el cuadrante en la cual pertenece. El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.

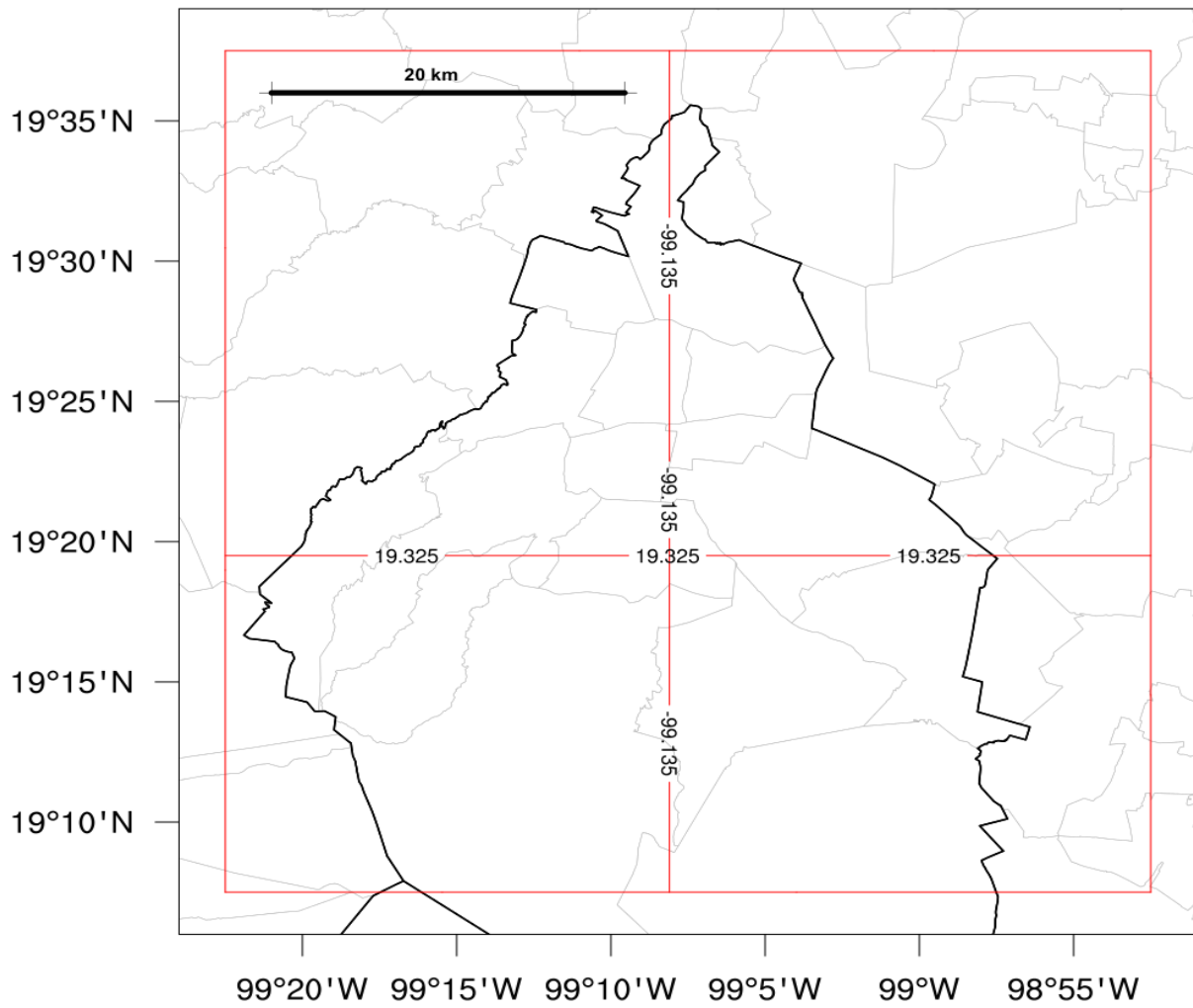


Figura 4.13: División de región para el análisis utilizando datos de los satélites GOES en cuadrantes con la vertical en 99°8'6" (99.125) Oeste y la horizontal en 19°19'30" (19.325) Norte. El eje x indica la longitud y el eje y la latitud.

Variable (unit)	región	PROM	τ_β
Prec. Sup. (mm)	NO	6.20	0.006
	NE	4.77	0.025
	SO	6.86	0.044
	SE	4.88	0.10
CTT (K)	NO	271.8	-0.004
	NE	271.6	-0.022
	SO	271.3	0.62
	SE	272.0	0.012

Tabla 4.5: Resultados para cada cuadrante de la figura 4.12. Los resultados remarcados están abajo del valor critico de 0.05.

región	τ_β	R
NO	-0.16	-0.25
NE	-0.15	-0.24
SO	-0.17	-0.23
SE	-0.12	-0.20

Tabla 4.6: Resultados de correlación entre la precipitación en superficie y CTT para cada cuadrante de la figura 4.12. Los resultados remarcados están abajo del valor critico de 0.05.

4.0.7. Tendencias en CAPE, CIN, PWV, Temperatura y Cizalladura Vertical

Empezando con CAPE, esta variable, durante la temporada de lluvias en los años de 1985 al 2012, no resultó en una tendencia significativa, con un cambio anual temporal estimado de $2.2 \frac{J/kg}{año}$ significativo pero impreciso debido a que esta por de bajo del error estándar de $8.2 J/kg$. A pesar de este resultado, al observar las figuras 4.14 y 4.15, una tendencia negativa se puede apreciar en los años previos al 2003. Este cambio negativo es significativo, con un cambio anual temporal de $-16.1 \frac{J/kg}{año}$. Asimismo, el desplazamiento en la distribución de CAPE con el tiempo refuerza la existencia de este cambio negativo. En la figura 4.16, la distribución de CAPE en los años 1996 - 2001 en comparación con el periodo 1985-1990 se desplaza significativamente a la izquierda hacia valores menores, indicando un decaimiento en los valores generales entre los dos periodos de tiempo. Esta tendencia negativa es consistente con los resultados del re-análisis con datos de ERA-40 de Riemann-Campe *et al.* (2009) para esta región. En cuanto el comportamiento de CAPE de los últimos diez años (2003-2012), se

obtiene una tendencia significativamente positiva. Al comparar los promedios de CAPE de los últimos seis años con los de los primeros seis, 951.3 J/Kg y 858.1 J/Kg, respectivamente, y también observando las distribuciones para los dos periodos de tiempo, se muestra un desplazamiento significativo hacia valores altos de CAPE en los años posteriores. Por esto, el incremento de los últimos diez años conduce a valores más altos que los observados en años anteriores. La presencia de estos dos comportamientos opuestos explica la falta de una tendencia general, además, los resultados apuntan a un incremento en la inestabilidad atmosférica en los últimos diez años.

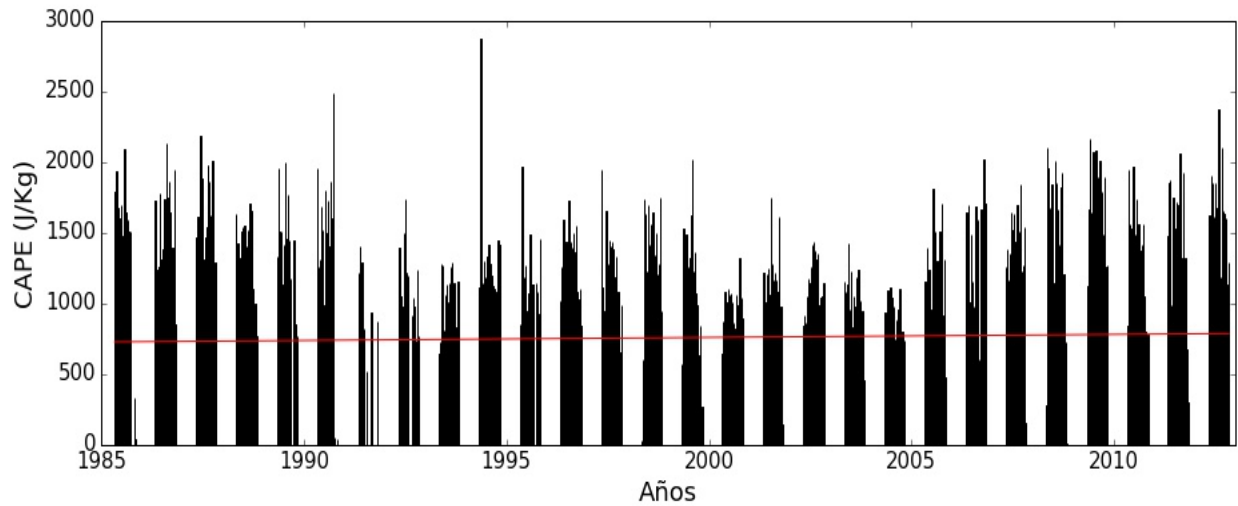


Figura 4.14: Gráfica de la serie temporal diaria de CAPE durante la temporada lluviosa (1985 - 2012) con línea de tendencia lineal significativa (roja).

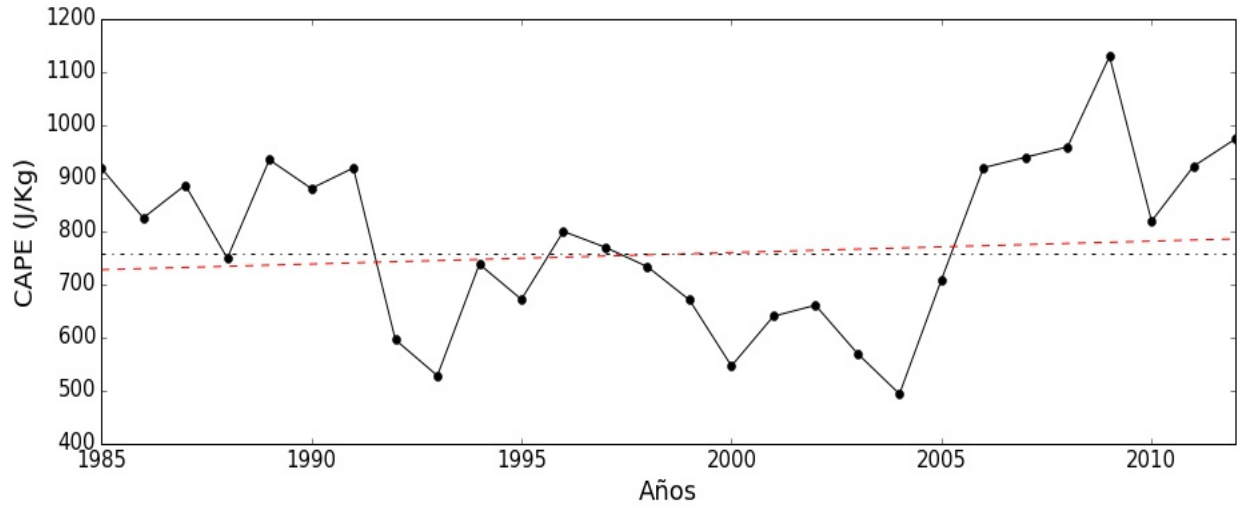


Figura 4.15: Gráfica de la serie temporal de los promedios anuales de CAPE durante la temporada lluviosa (1985 - 2012) con línea de tendencia lineal significativa (roja) y promedio (negra).

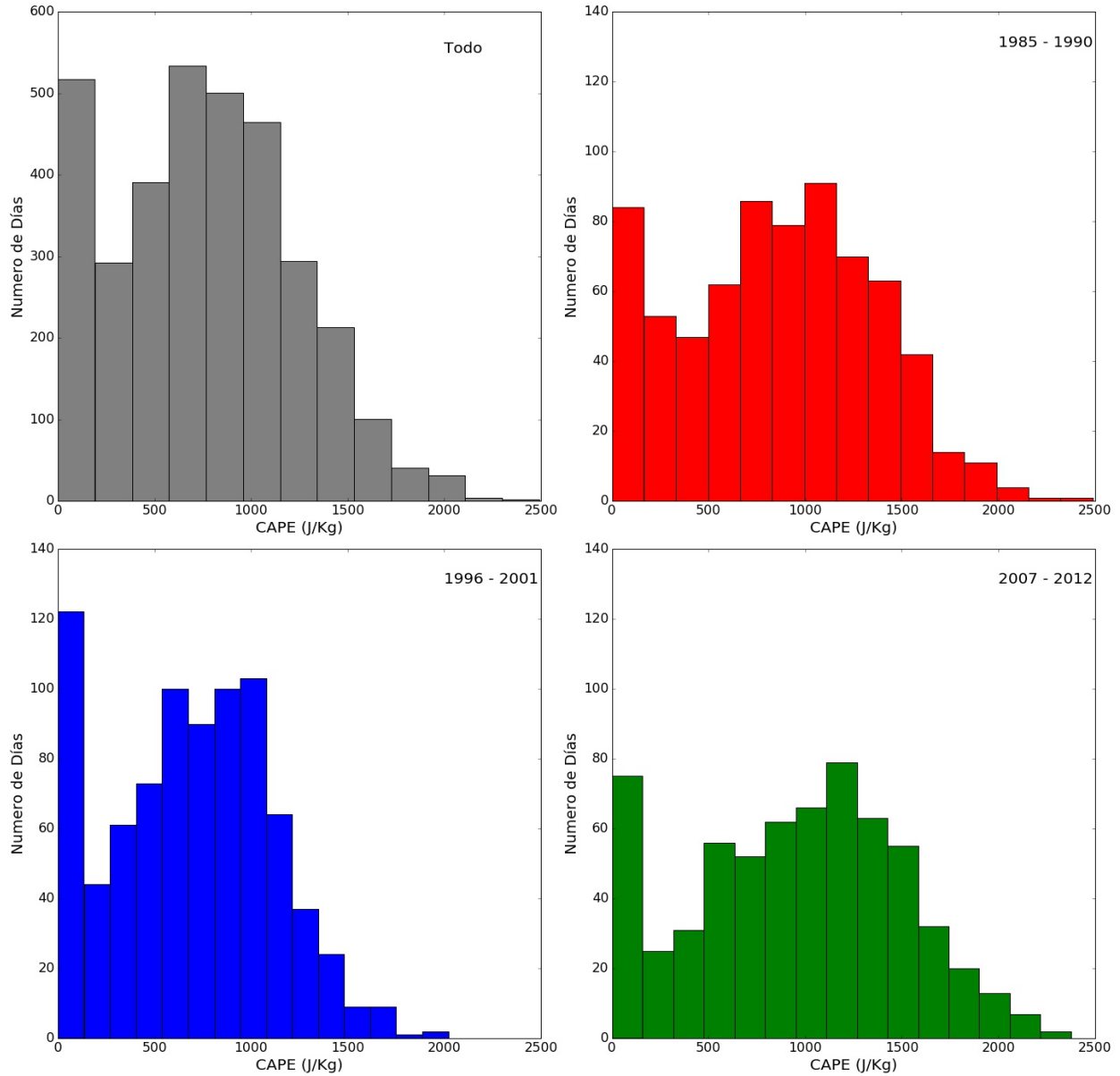


Figura 4.16: Distribuciones de CAPE para todo el periodo y tres periodos de tiempo dentro de este (marcados en cada gráfica).

Al contrario de CAPE, CIN tuvo una clara tendencia negativa y significativa en el mismo periodo de tiempo, lo que se puede observar en la (figura 4.17) y en la (figura 4.18), con un cambio anual temporal significativo de $-0.3 \frac{J/kg}{año}$ inexacto debido a que es igual al valor del error estándar de $0.3 J/kg$. Este cambio negativo puede apreciarse con los cambios en la distribución de CIN de la figura 4.19: aunque la distribución de los seis años que se hallan en el medio de la muestra y los últimos años no tienen un cambio significativo, ambas

distribuciones son significativamente diferentes a la de los primeros seis años. Además, el número de días con CIN que es mayor a una desviación estándar (22.5 J/Kg) disminuyen con el tiempo. Todos estos resultados de CIN indican una disminución en la estabilidad de la capa límite y son consistentes con las tendencias de CIN observadas por el re-análisis con datos de ERA-40 de Riemann-Campe *et al.* (2009).

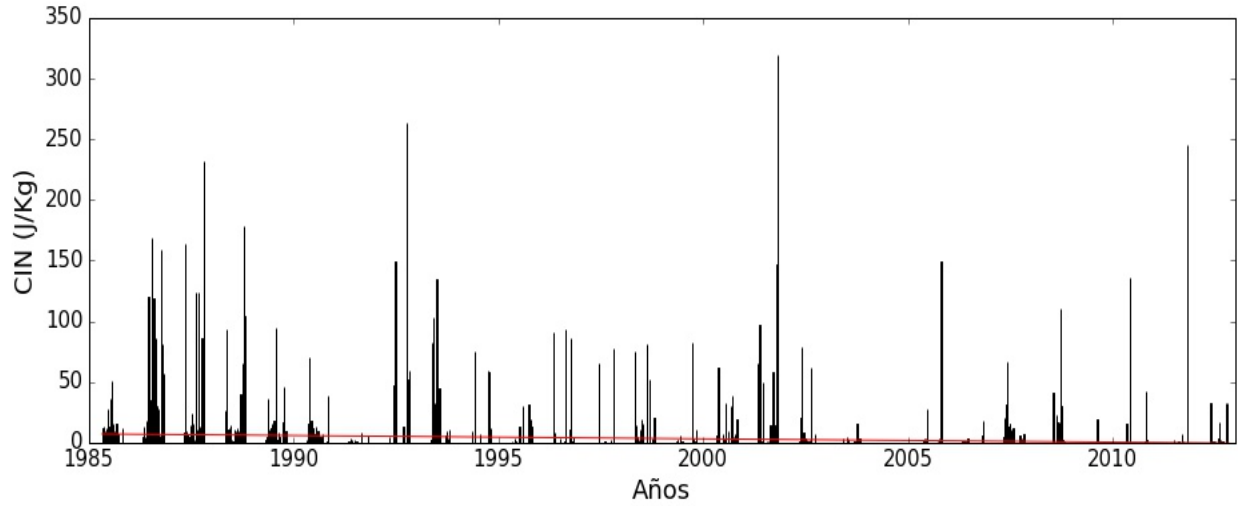


Figura 4.17: Igual que la figura 4.14 aplicado a CIN.

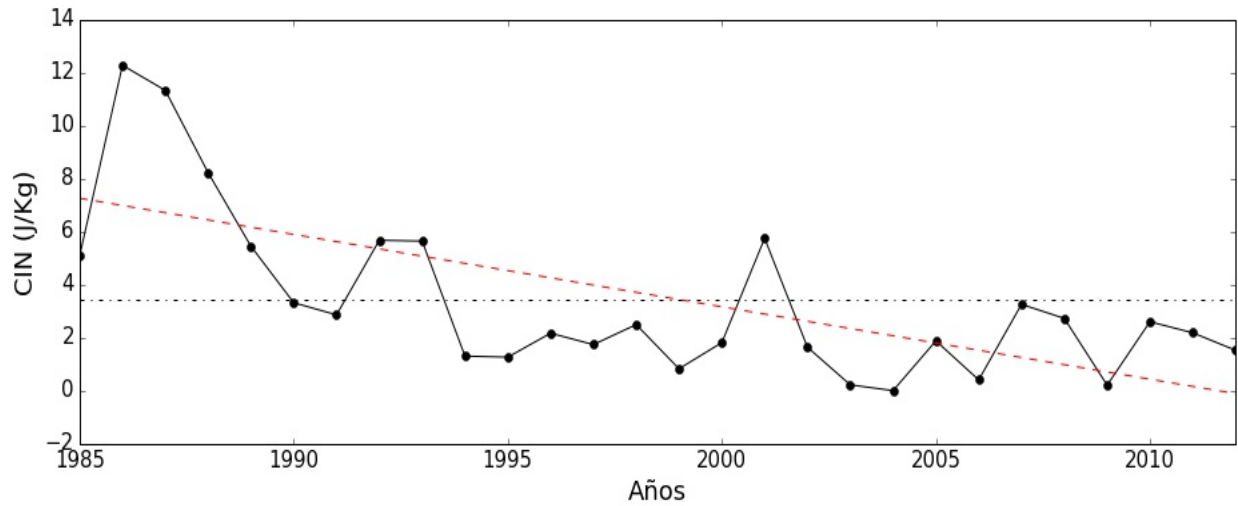


Figura 4.18: Igual que la figura 4.15 aplicado a CIN.

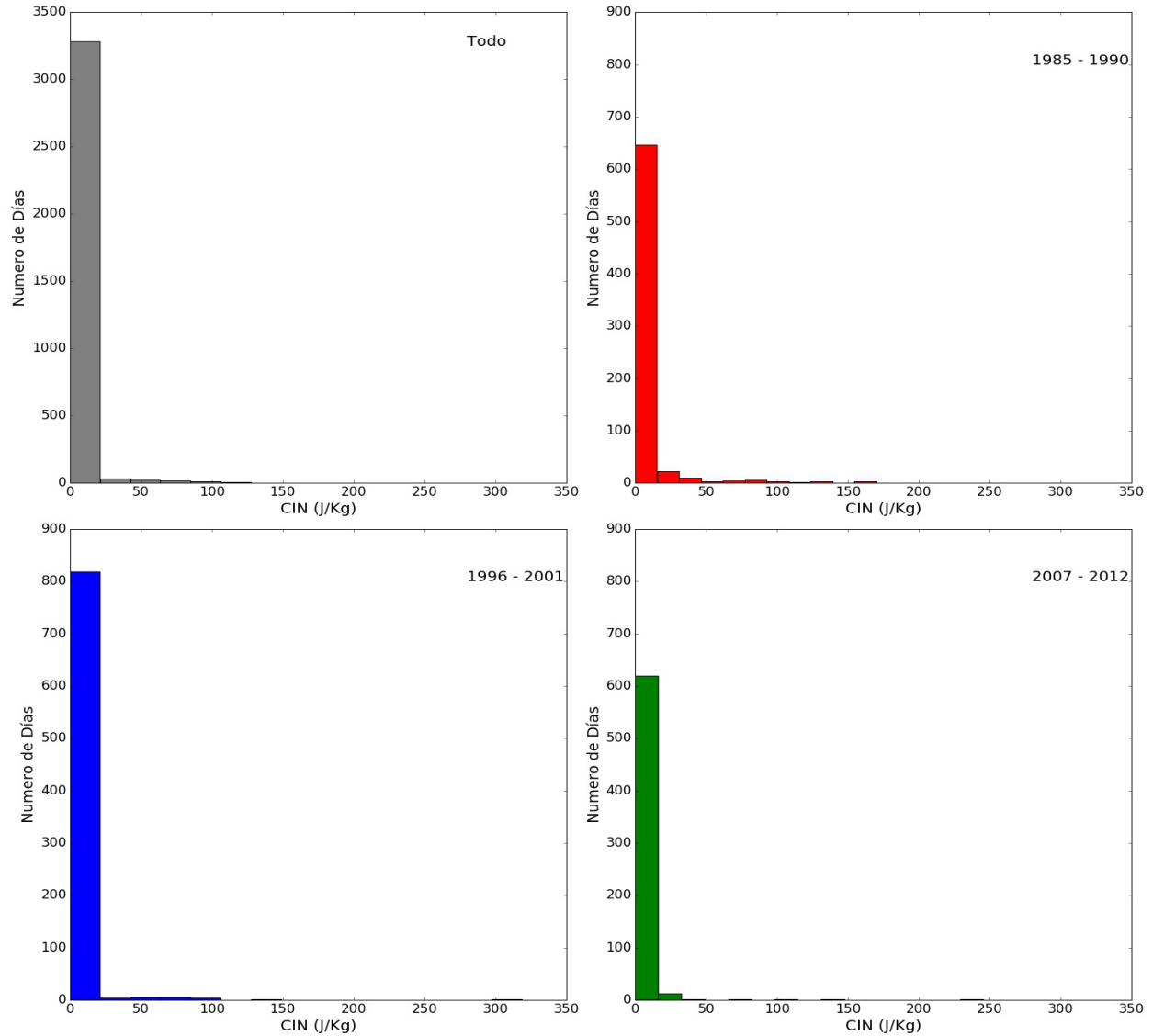


Figura 4.19: Igual que la figura 4.16 aplicado a CIN.

Al igual que CIN, para PWV se obtuvo una tendencia negativa y significativa pero muy débil, con un decaimiento anual temporal significativo de $-0.1 \frac{mm}{año}$ en los años de 1985 al 2012.. Sin embargo, este cambio aproximado es menor al valor del error estándar de 0.1 mm (indicando una estimación imprecisa) y el valor de incertidumbre de las mediciones (± 2 mm (Jensen *et al.*, 2015)), indicando que esta estimación lineal no es representativo del cambio real que tuvo PWV. La serie de tiempo resultante es parcialmente consistente con los resultados de Trenberth *et al.* (2005), los que incluyen observaciones de tendencias negativas utilizando re-análisis de datos de ERA-40 y NCEP-1 para el periodo desde 1988 al

2001 en la mayor parte de la región central de México. Tras una investigación más profunda, en particular en el comportamiento de los promedios anuales de temporada, la figura 4.21 muestra una disminución brusca de alrededor del 5% del promedio general en el año 1999. Adicionalmente, para los años antes del 2004, como CAPE, en PWV se observó una tendencia negativa y significativa. Al contrario de CAPE, para los últimos diez años, PWV no obtuvo alguna tendencia significativa aunque el promedio de PWV en los últimos seis años se incrementó. En términos del cambio de la distribución de PWV (figura 4.22), la segunda distribución (1999 - 2004), tuvo un desplazo significativo a la izquierda en comparación con las otras, lo que indica que los valores en general son más bajos en este segundo periodo que en los otros dos analizados. Además, las distribuciones de los últimos seis años es significativamente diferente a la de los otros dos periodos y hay un incremento en valores bajos de PWV, siendo consistente con un decaimiento de los valores de esta variable en los últimos seis años.

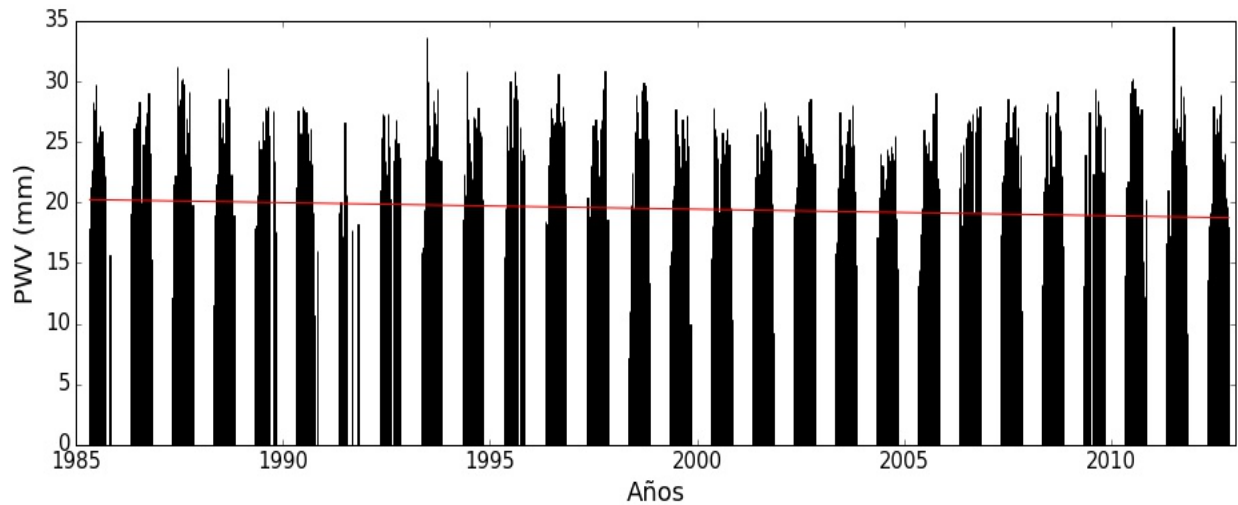


Figura 4.20: Igual que la figura 4.14 aplicado al PWV.

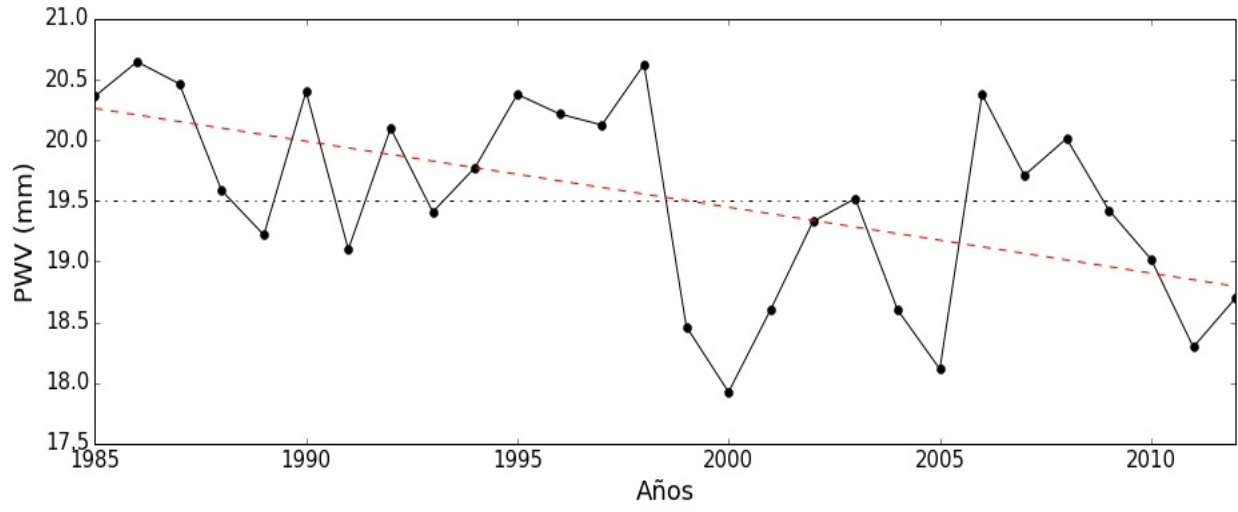


Figura 4.21: Igual que la figura 4.15 aplicado al PWV.

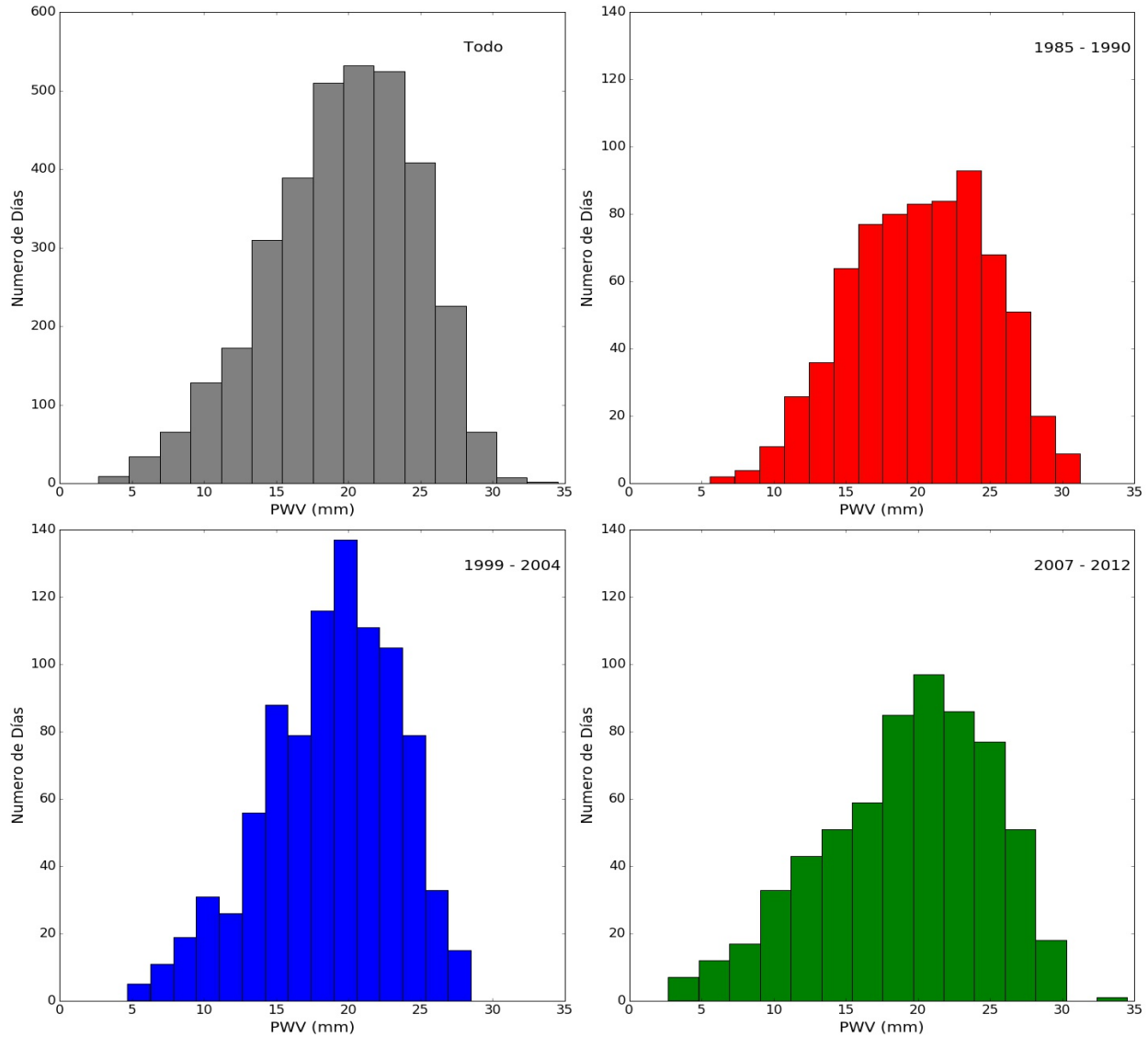


Figura 4.22: Igual que la figura 4.16 aplicado al PWV.

La temperatura presentó una tendencia positiva significativa, lo que es un resultado consistente con los resultados de datos de observaciones de Aguilar *et al.* (2005) y las observaciones generales de Jauregui y Romales (1996) y Jauregui (1997). Individualmente, la temperatura máxima, para el periodo de 1985 - 2014, obtuvo un incremento anual temporal significativo de $0.0433 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{año}}$ (figuras 4.23 y 4.24) y la temperatura de superficie, para el periodo de 1985 - 2012, obtuvo $0.0477 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{año}}$ (figuras 4.25 y 4.26). Ambas estimaciones del cambio temporal anual fueron mas grandes del error estándar (0.0385 y 0.0313 respectivamente) indicando que la estimación es adecuada para el cambio de temperatura durante este

periodo. Analizando los cambios en las distribuciones de cada temperatura, se pudo obtener una evaluación más profunda del comportamiento de las mismas. Para la distribución de la temperatura máxima (figura 4.27), el desplazamiento significativo pequeño que ocurre hacia la derecha en cada paso de tiempo, indica un incremento en esta temperatura. Sin embargo, los cambio de distribución para la temperatura de superficie (figura 4.28) muestran una disminución en la tasa de crecimiento de la temperatura. Mientras que la primera y segunda distribución tienen un desplazamiento significativo a la derecha, la segunda y tercera no son estadísticamente diferentes, indicando que los valores no tuvieron un cambio significativo entre estos dos periodos. Esta observación se refuerza con la falta de una tendencia significativa en los últimos diez años. La disminución de la tasa de crecimiento de la temperatura también se presenta en la temperatura máxima, ya que no hay una tendencia significativa en los últimos diez años del periodo estudiado por las dos temperaturas (2003 - 2012), aunque en un menor grado esta disminución viene dada porque la distribución tuvo cambios significativos.

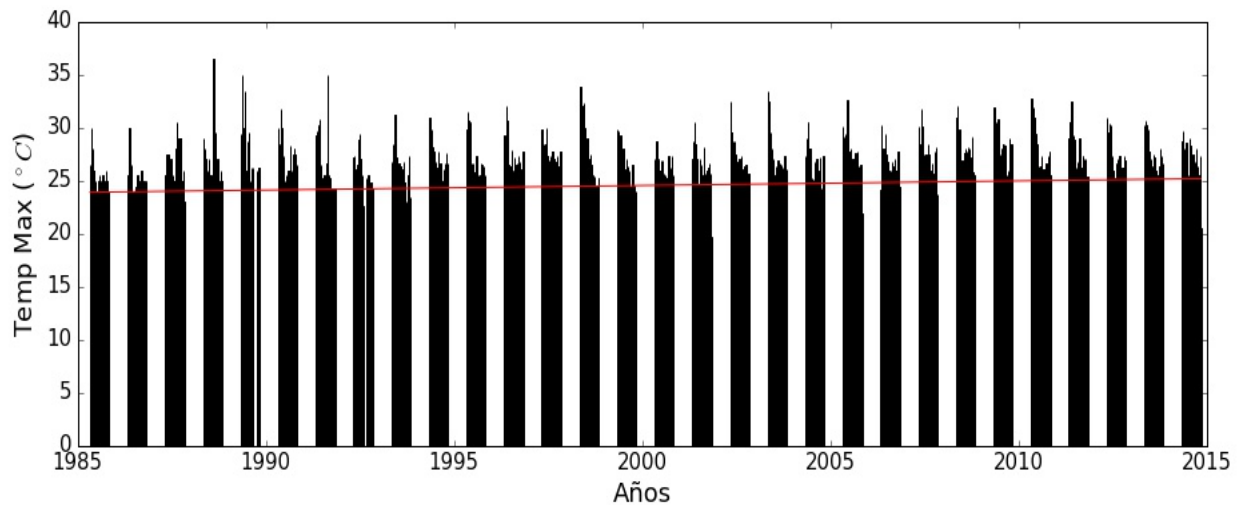


Figura 4.23: Igual que la figura 4.14 en el periodo de 1985 - 2014 aplicado a la temperatura máxima.

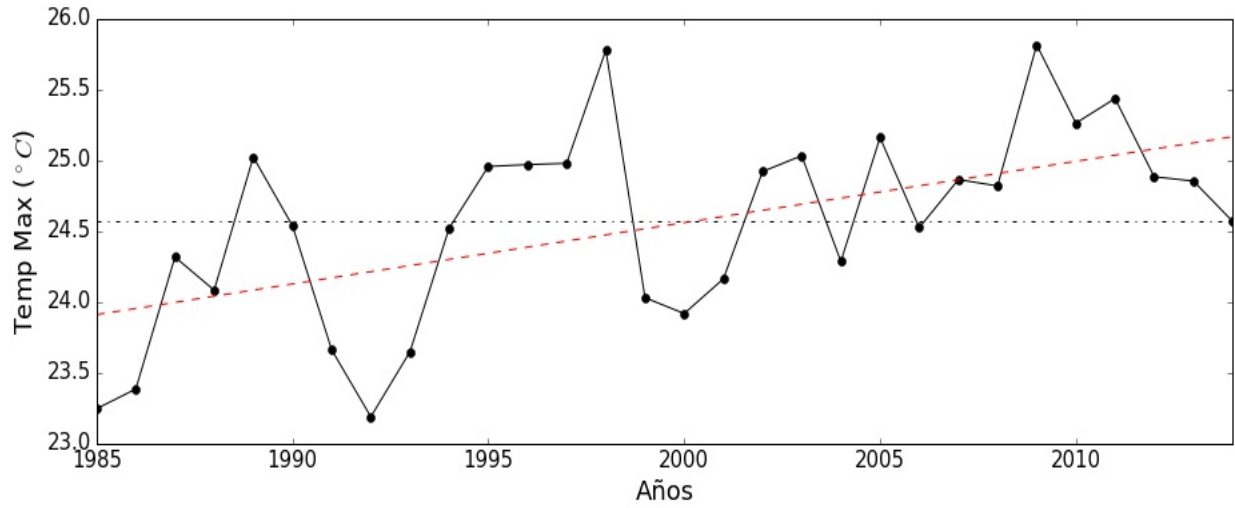


Figura 4.24: Igual que la figura 4.15 en el periodo de 1985 - 2014 aplicado a la temperatura máxima.

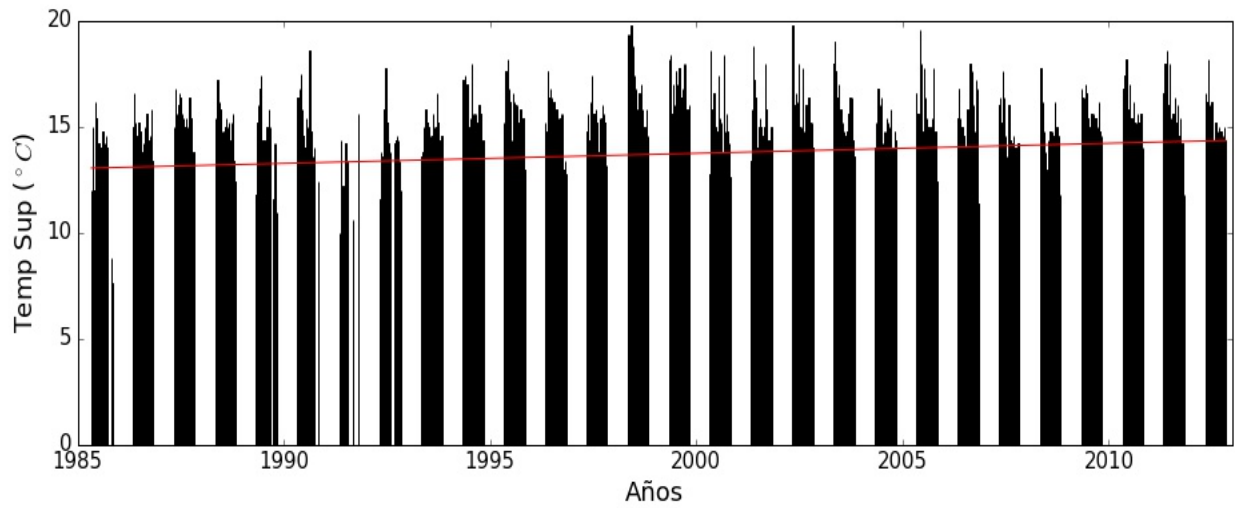


Figura 4.25: Igual que la figura 4.14 aplicado a la temperatura de superficie en el periodo de 1985 - 2012.

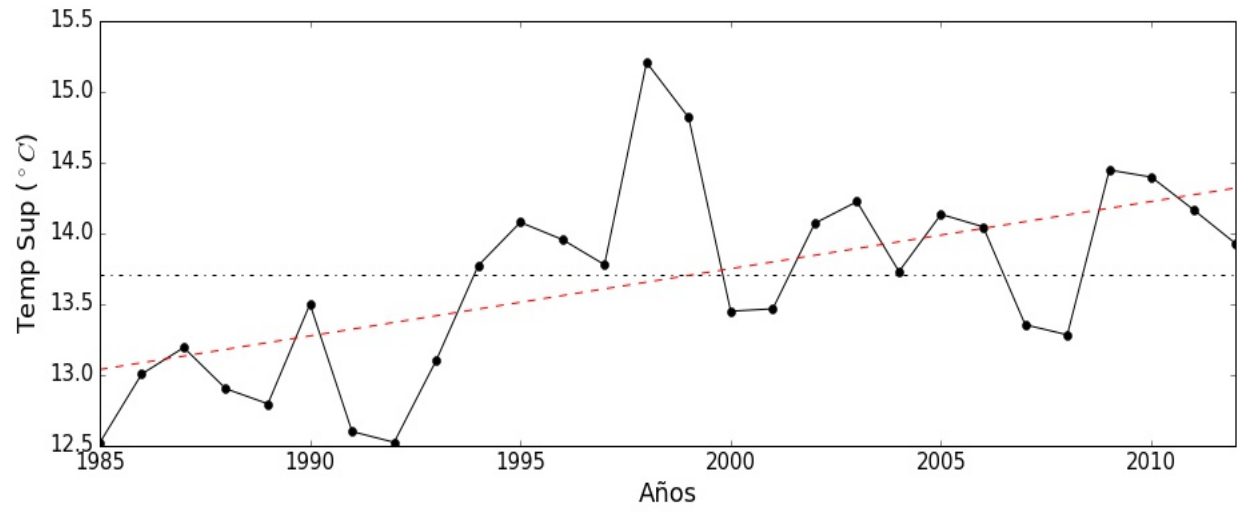


Figura 4.26: Igual que la figura 4.15 aplicado a la temperatura de superficie en el periodo de 1985 - 2012.

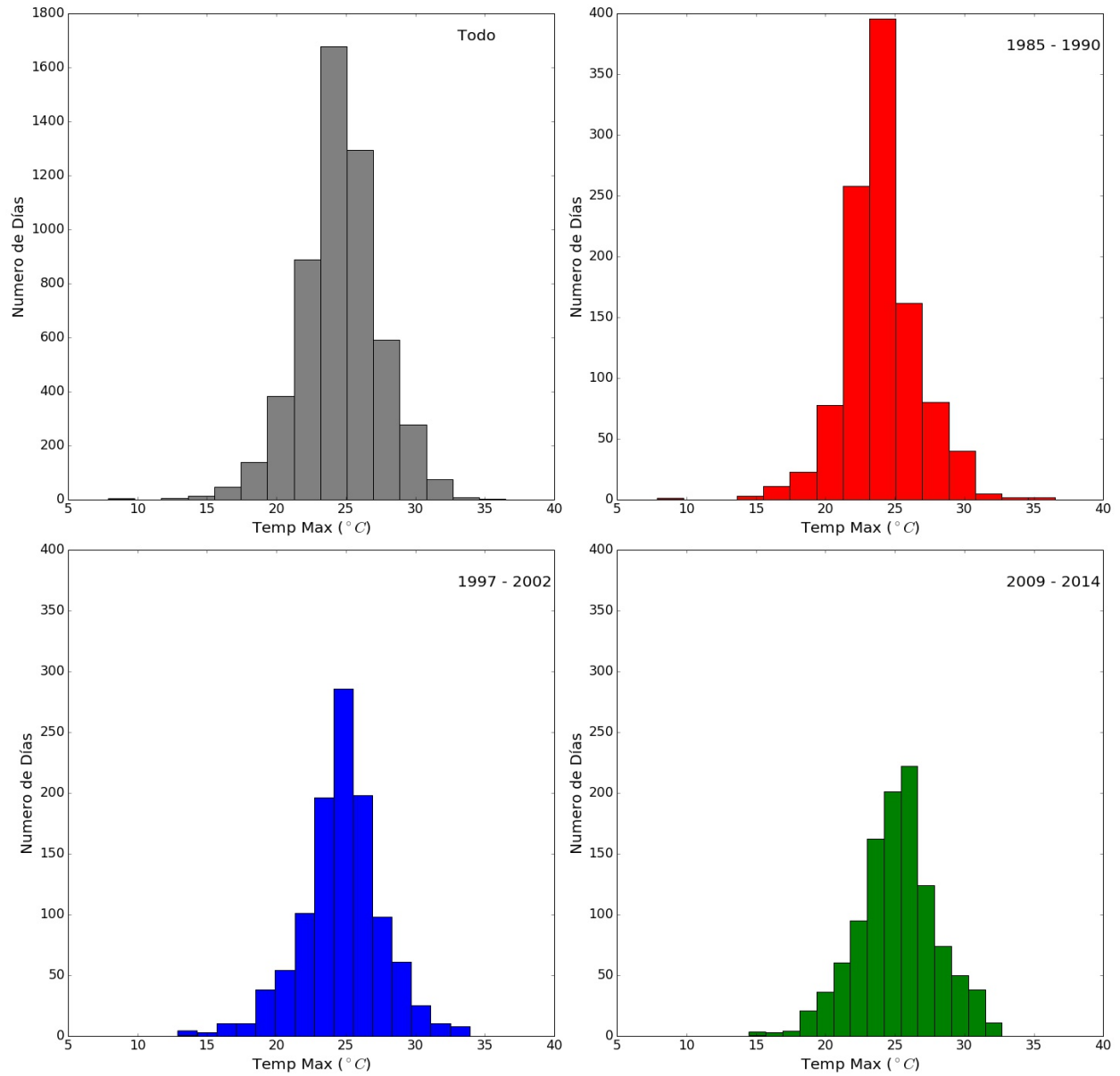


Figura 4.27: Igual que la figura 4.16 aplicado a la temperatura máxima.

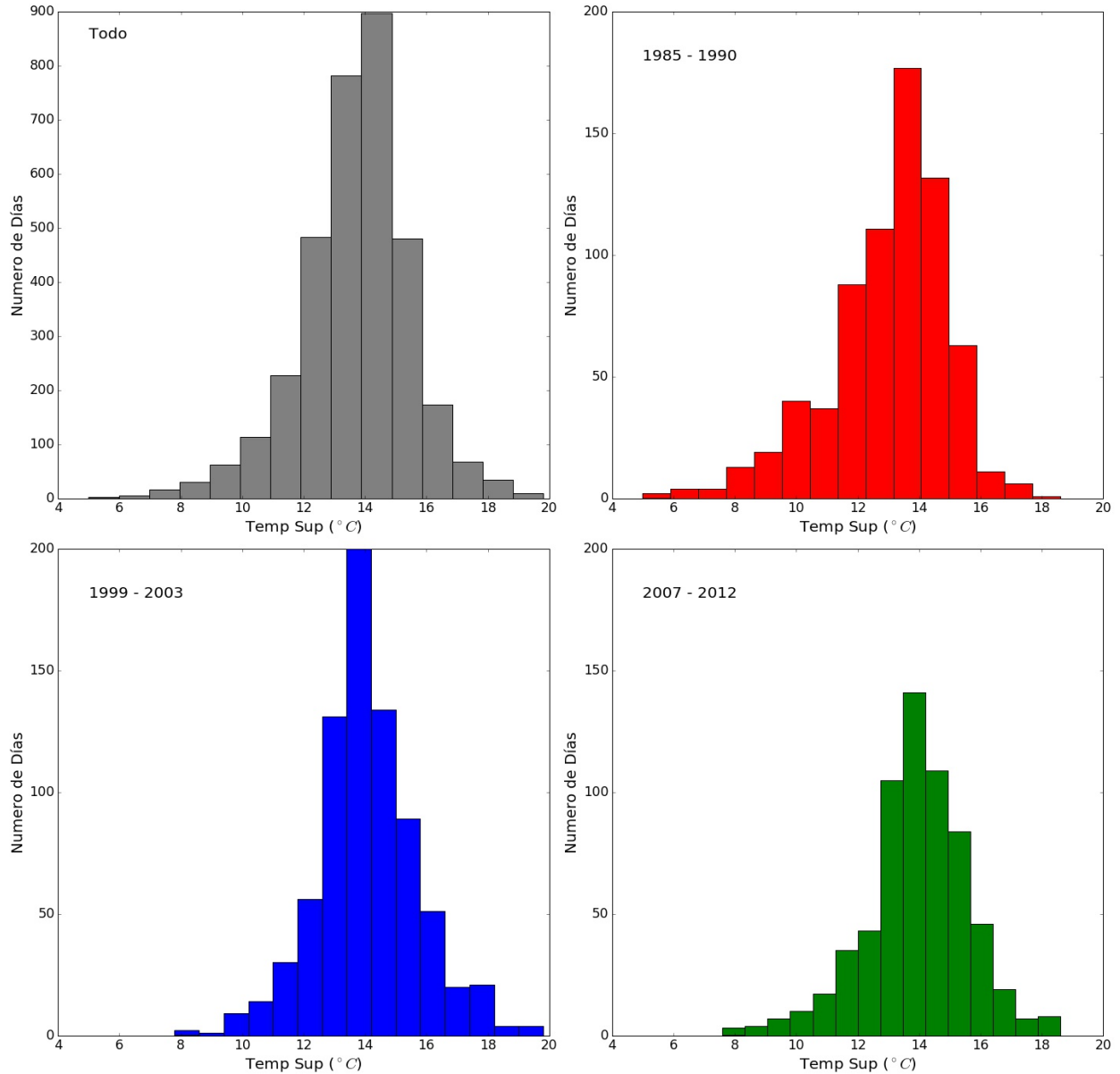


Figura 4.28: Igual que la figura 4.16 aplicado a la temperatura de superficie.

Finalmente, en el mismo rango de tiempo de CAPE, la cizalladura vertical del viento presentó una tendencia insignificante y positiva con un cambio temporal anual de $1.0 \times 10^{-6} \frac{sec^{-1}}{año}$ (insignificante e impreciso debido a que es menor al valor del error estándar de $5.0 \times 10^{-6} sec^{-1}$). Esta misma tendencia se observa en las distribuciones de cizalladura vertical de la figura 4.31, siendo que muestran que el cambio en la distribución con cada paso de tiempo no es significativo o se consideran despreciables. La tendencia insignificante también se encontró en los últimos diez años.

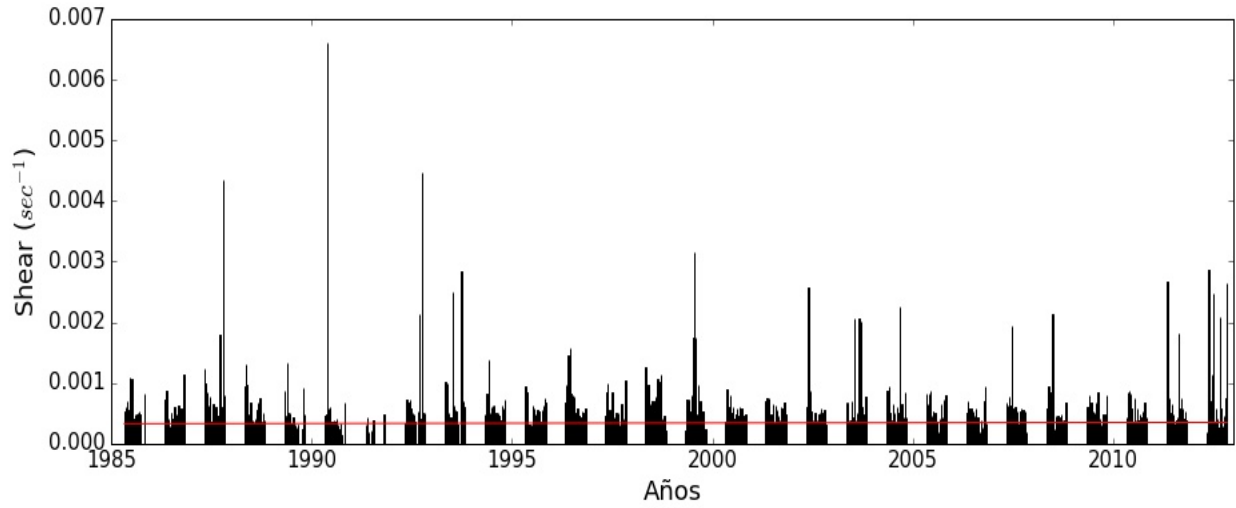


Figura 4.29: Igual que la figura 4.14 aplicado a la cizalladura vertical del viento (V. Shear) (línea de tendencia no significativa).

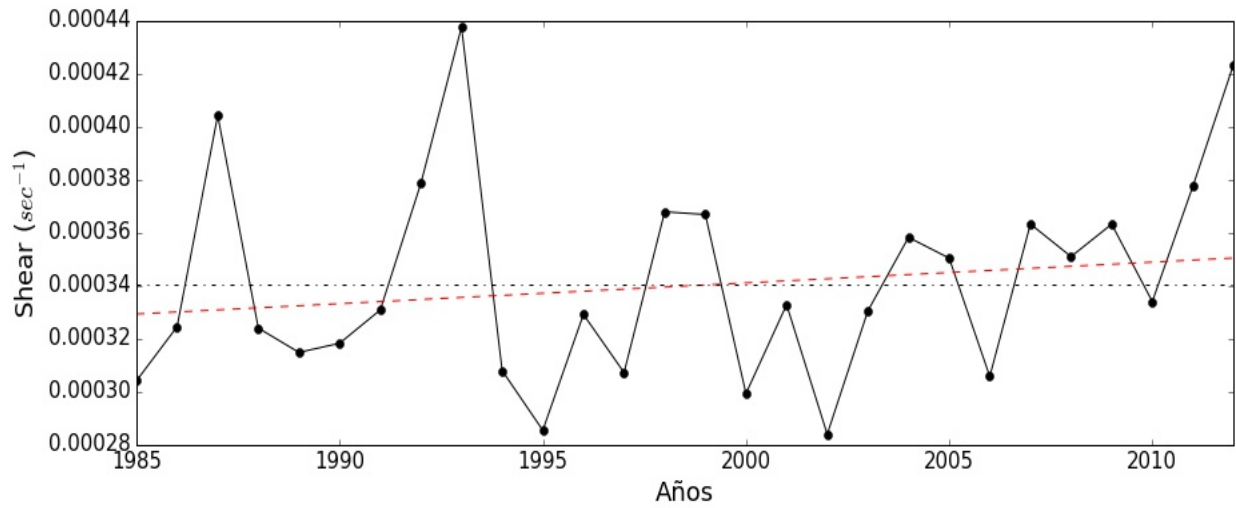


Figura 4.30: Igual que la figura 4.15 aplicado a V. Shear (línea de tendencia no significativa).

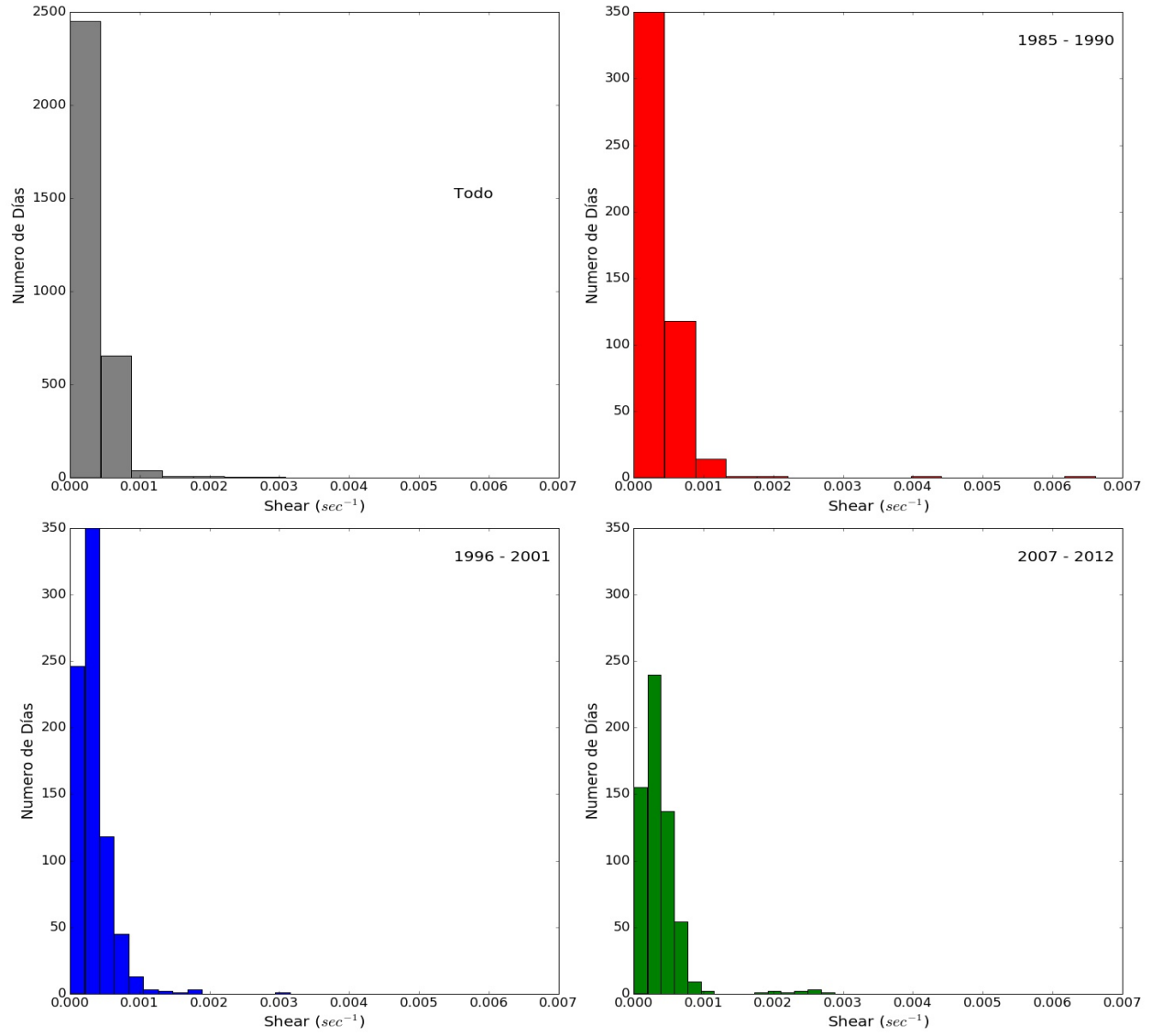


Figura 4.31: Igual que la figura 4.16 aplicado a V. Shear.

VARIABLE	PROM	MED	M-K	τ_β	T. T.
CAPE (J/Kg)	757.7	747.3	0.76	0.014	NO T.
PWV (mm)	19.5	19.9	0.99	-0.042	NEG.
TempM ($^{\circ}C$)	24.6	24.6	1.0	0.10	POS.
TempS ($^{\circ}C$)	13.7	13.8	1.0	0.12	POS.
CIN (J/Kg)	3.5	0.0	1.0	-0.32	NEG.
PrecT (mm/hr)	0.14	0.0	0.63	0.020	NO T.
PrecS (mm)	5.59	4.52	0.99	0.0374	POS.
CTT (K)	270.807	274.333	0.99	7.1×10^{-4}	POS.
V. Shear (sec^{-1})	3.4×10^{-4}	2.9×10^{-4}	0.92	0.0206	NO T.

Tabla 4.7: Resultados del análisis de cada variable; los resultados remarcados están por debajo del valor crítico de 0.05. (TempM = Temperatura máxima; TempS = Temperatura de Superficie; PrecT = Precipitación de TRMM; CTT = Temperatura del tope de la nube; V. Shear = Cizalladura Vertical del Viento)

VARIABLE	m ($a\tilde{no}^{-1}$)
CAPE M (J/Kg)	2.2
PWV (mm)	-0.1
TEMP M ($^{\circ}C$)	0.04
TEMP S ($^{\circ}C$)	0.05
CIN (J/Kg)	-0.3
PREC T (mm/hr)	0.0
PREC S (mm)	0.04
CTT (K)	0.03
V. Shear (sec^{-1})	0.01×10^{-4}

Tabla 4.8: Resultados de la estimación lineal del cambio anual temporal (m). Los resultados remarcados están por debajo del valor crítico de 0.05.

VARIABLE	1° Periodo	2° Periodo	3° Periodo
CAPE (J/kg)	858.1	687.6	951.3
PWV (mm)	20.1	19.2	19.1
TEMP M ($^{\circ}C$)	24.1	24.6	25.1
TEMP S ($^{\circ}C$)	13.0	14.1	13.9
CIN (J/kg)	8.1	2.6	2.1
PREC T (mm/hr)	0.21	0.23	0.18
PREC S (mm)	165.22	169.15	170.20
CTT (K)	270.991	270.404	271.049
V. Shear (sec^{-1})	3.4×10^{-4}	3.3×10^{-4}	3.7×10^{-4}

Tabla 4.9: Promedios para tres periodos de tiempo: primeros 6 años (5 años para precipitación de TRMM), 6 años en medio y últimos 6 años (5 años para la precipitación de TRMM).

VARIABLE	1° - 2°	1° - 3°	2° - 3°
CAPE	0.19	0.10	0.29
PWV	0.069	0.10	0.044
TEMP M	0.16	0.26	0.12
TEMP S	0.22	0.20	0.052
CIN	0.60	0.62	0.021
PREC T	0.054	0.027	0.044
PREC S	0.044	0.065	0.067
CTT	0.024	0.019	0.030
V. Shear	0.030	0.010	0.086

Tabla 4.10: Tabla de estadística de Kolmogorov-Smirnov entre periodos indicados de las distribuciones de las figuras 4.16, 4.22, 4.19, 4.31, 4.3, 4.9, 4.6

4.0.8. Relación entre CAPE, PWV y Temperatura.

Aunque ambos resultaron en diferentes tendencias, la correlación entre CAPE y PWV obtenida resultó ser moderadamente débil pero significativa. Este resultado, también se observa en la figura 4.32, donde la gráfica de dispersión muestra una relación positiva entre las dos variables, a pesar de que esta relación no es fuerte ya que los datos se encuentran muy dispersos.

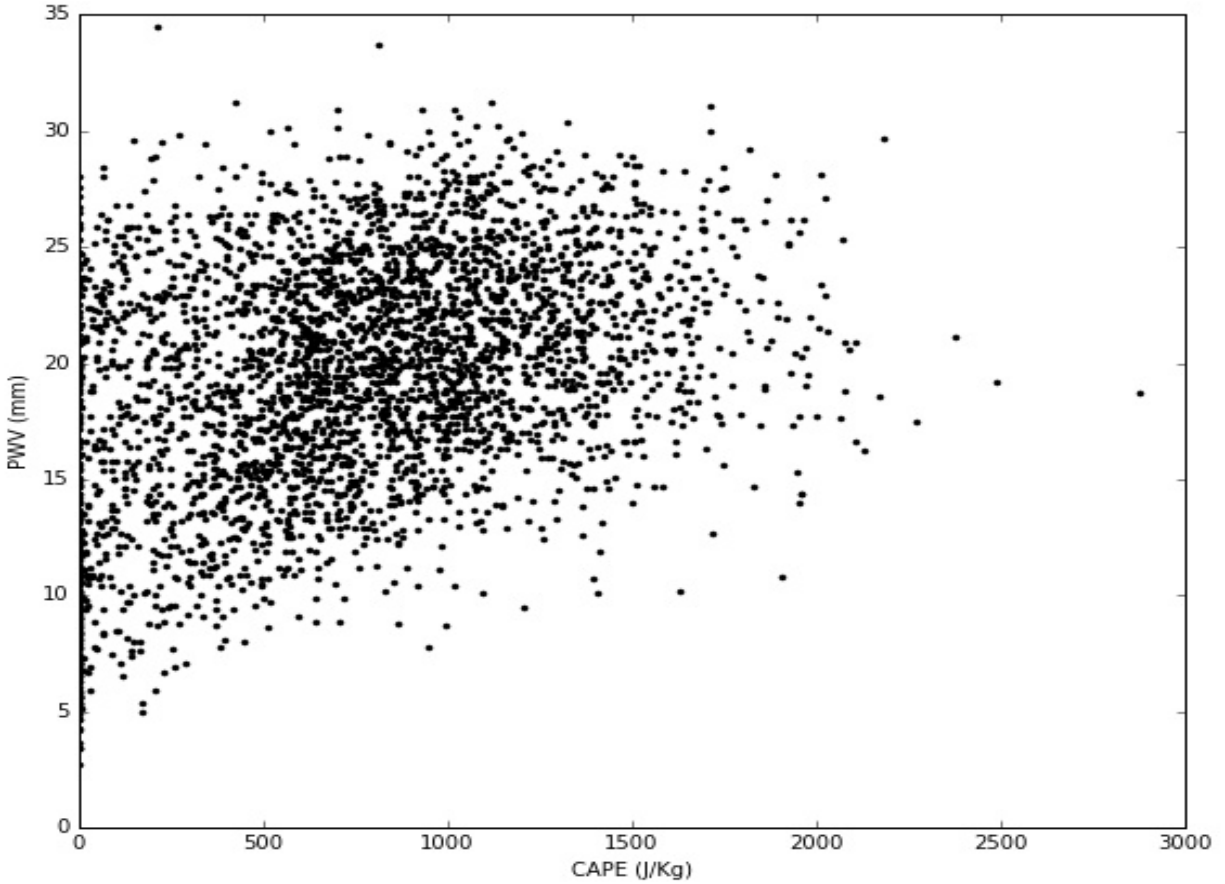


Figura 4.32: Gráfica de dispersión entre CAPE y PWV.

De igual manera, una correlación débil y positiva se observó entre CAPE y la temperatura, lo cual es consistente con lo observado por Adams y Souza (2009). La correlación con la temperatura máxima fue un poco más fuerte que con la temperatura de superficie, lo que se entiende ya que CAPE se calculó a partir de la temperatura máxima. Observando las gráficas de dispersión en las figuras 4.33 para la temperatura máxima y 4.34 para la temperatura de superficie, se pueden hacer las mismas observaciones del gráfico de dispersión de CAPE-PWV. A pesar de que se encontraron correlaciones claramente positivas, el grado de dispersión de los datos debilita la relación entre CAPE y la temperatura.

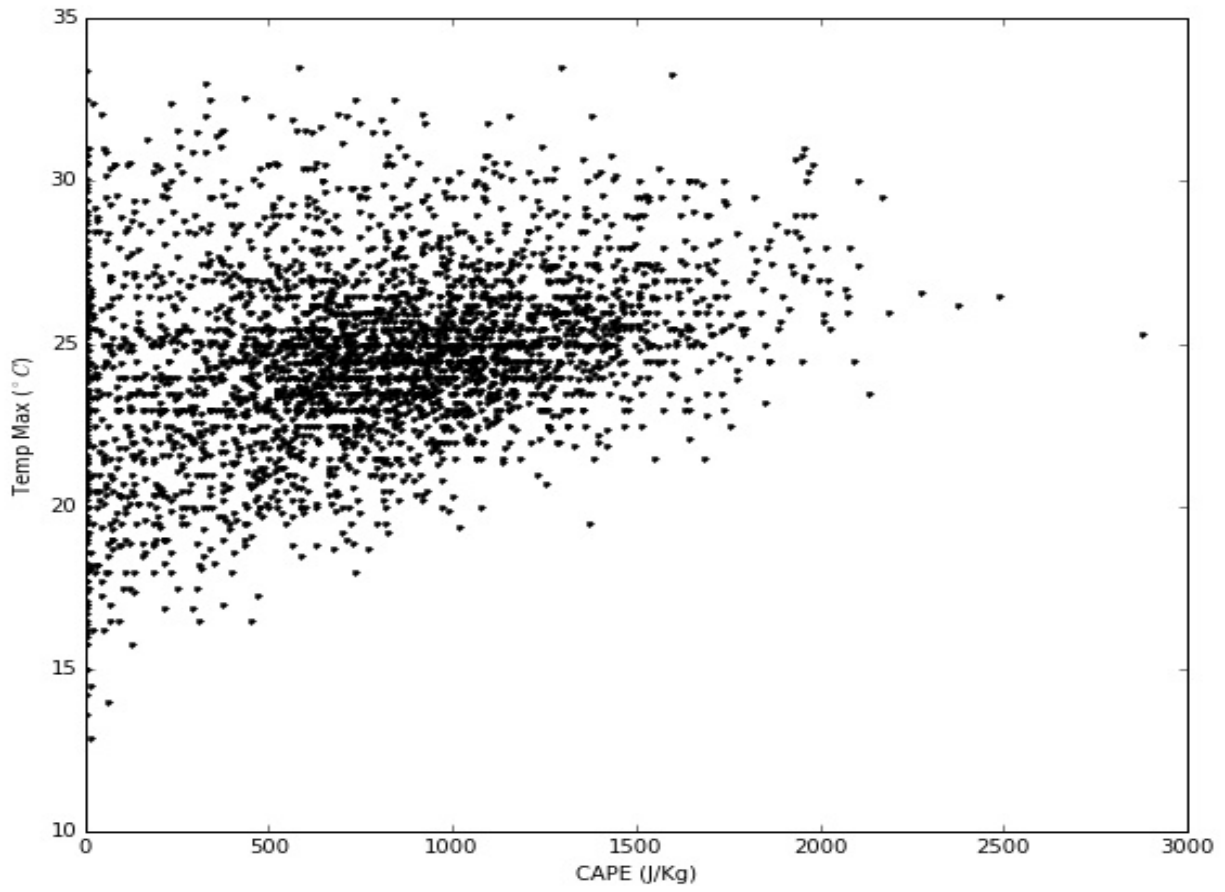


Figura 4.33: Gráfica de dispersión entre CAPE y la temperatura máxima.

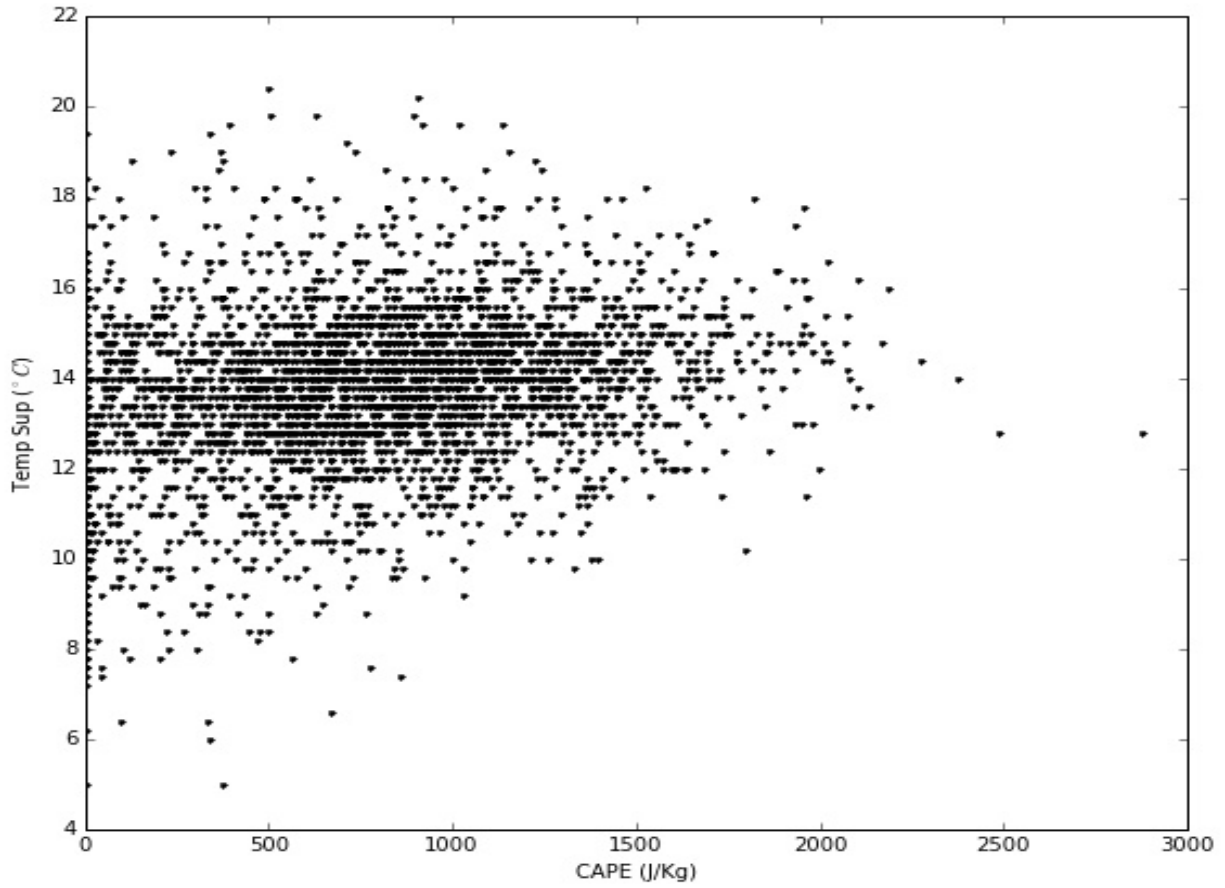


Figura 4.34: Gráfica de dispersion entre CAPE y la temperatura de superficie.

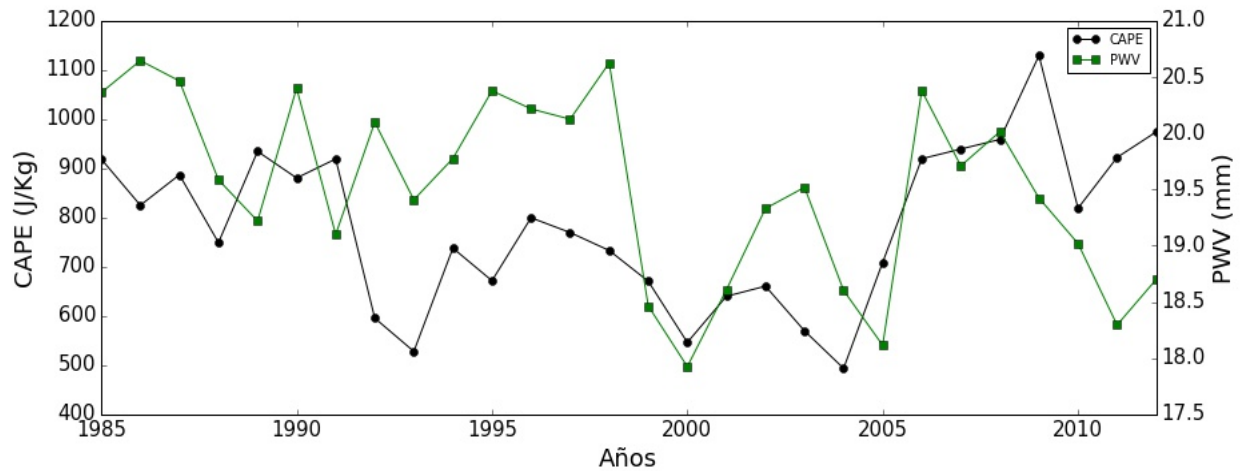


Figura 4.35: Gráficas de comparación de promedios anuales de temporada entre CAPE (círculos negros) y PWV (cuadros verdes). Notar la escalas diferentes del eje y.z

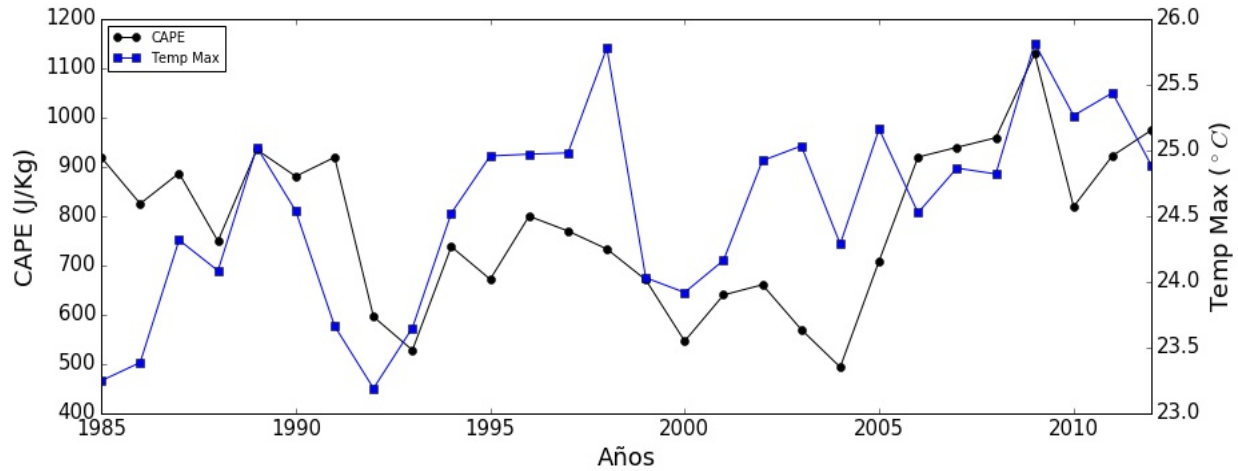


Figura 4.36: Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros) y la temperatura máxima (cuadros azules).

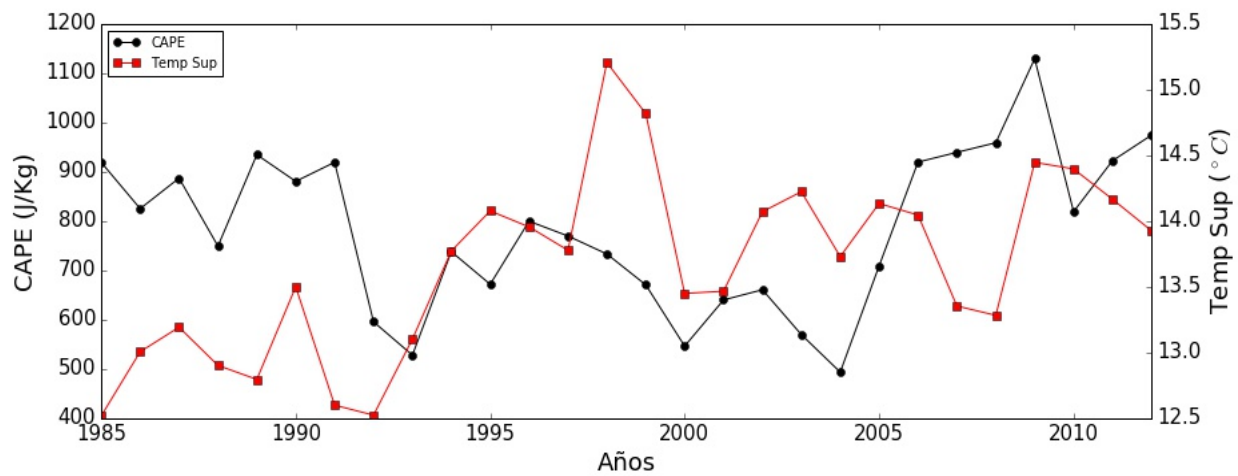


Figura 4.37: Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros) y la temperatura de superficie (cuadros rojos).

Estos resultados indican que los cambios en CAPE dependen tanto de la humedad en la atmósfera como de la temperatura cercana a la superficie. Adicionalmente, esta dependencia que tiene CAPE con estas dos variables se puede observar en el comportamiento de las tres variables (figuras 4.35, 4.36 y 4.37). Como CAPE depende de PWV y de la temperatura, su falta de tendencia se puede explicar con el hecho que PWV y la temperatura obtuvieron tendencias opuestas (negativa y positiva respectivamente), lo cual cancela cualquier influencia sobre CAPE. Considerando estas observaciones en las tendencias y el grado de correlación

entre CAPE y ambas variables, se puede concluir que la tendencia de CAPE no está dominada por una variable en particular, si no que tiene una dependencia más o menos igual en las variaciones de ambas.

4.1. Relación entre precipitación y PWV, CAPE, Temperatura y Cizalladura.

Primeramente, ya que la humedad es necesaria para el desarrollo de precipitación, PWV resultó tener la correlación más alta entre las variables termodinámicas con la precipitación, la misma resultó ser moderadamente positiva y significativa. Como se puede observar en la figura 4.38, el cambio en los promedios anuales de temporada tanto para la precipitación TRMM y la precipitación en superficie tiene el mismo patrón general de PWV. Sin embargo, al comparar las tendencias de PWV y la precipitación, la correlación no se puede observar a primera vista. Aunque PWV obtuvo una tendencia negativa, al considerar solo el periodo de tiempo compartido (1998-2012), las tres variables obtuvieron una tendencia insignificante, indicando que los cambios en PWV no son suficientemente grandes (ya que son insignificantes) para causar algún cambio en la precipitación. En todo caso, la relación entre PWV y CTT produjo una correlación fuerte negativa, mostrando que el desarrollo de nubes de convección profunda, las cuales resultan en precipitación convectiva, dependen en PWV reforzando indirectamente la relación PWV - precipitación. Con estos resultados, se concluye que PWV tiene una influencia sobre la precipitación convectiva.

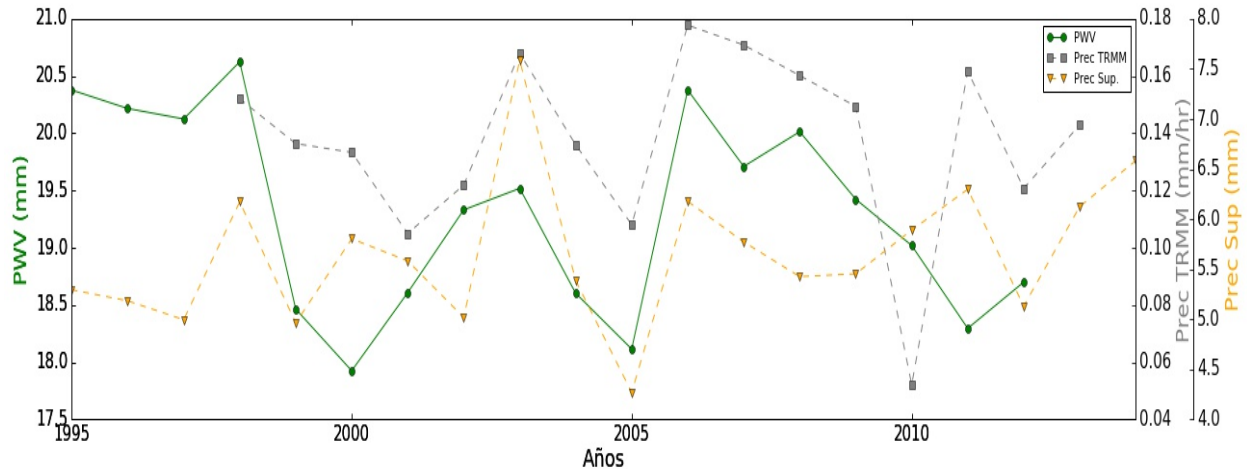


Figura 4.38: Igual que la figura 4.35 aplicado a PWV (círculos verde), precipitación TRMM (cuadros grises) y precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

Por otra parte, CAPE resultó en una correlación débil con precipitación más baja que la relación PWV-precipitación. En contraste a las otras variables, la correlación entre CAPE y las dos mediciones de precipitación resultaron ser un poco inconsistentes. Mientras que CAPE - precipitación TRMM produjo una correlación débil positiva pero significativa, la relación CAPE - precipitación en superficie fue casi despreciable. La debilidad de esta relación también es aparente al comparar sus tendencias, ya que en el periodo de tiempo que comparten los tres (1998-2012), CAPE obtuvo una tendencia significativa ligera y positiva, pero la precipitación no presentó alguna tendencia significativa indicando que los cambios presentes de CAPE no tienen gran impacto sobre esta variable. En adición a estos resultados, la figura 4.39 no muestra alguna señal clara de la correlación entre los dos. Además, la correlación con CIN, un parámetro que mide la estabilidad en la capa límite, resultó ser la segunda más débil entre todas las variables. Como CAPE, no hay indicador de alguna correlación entre las dos variables en la figura 4.40 donde se muestra la relación CIN-Precipitación. Estos resultados indican que las tendencias en la inestabilidad en la atmósfera no son un factor importante en determinar los cambios de la precipitación durante este periodo de tiempo (1995 - 2012).

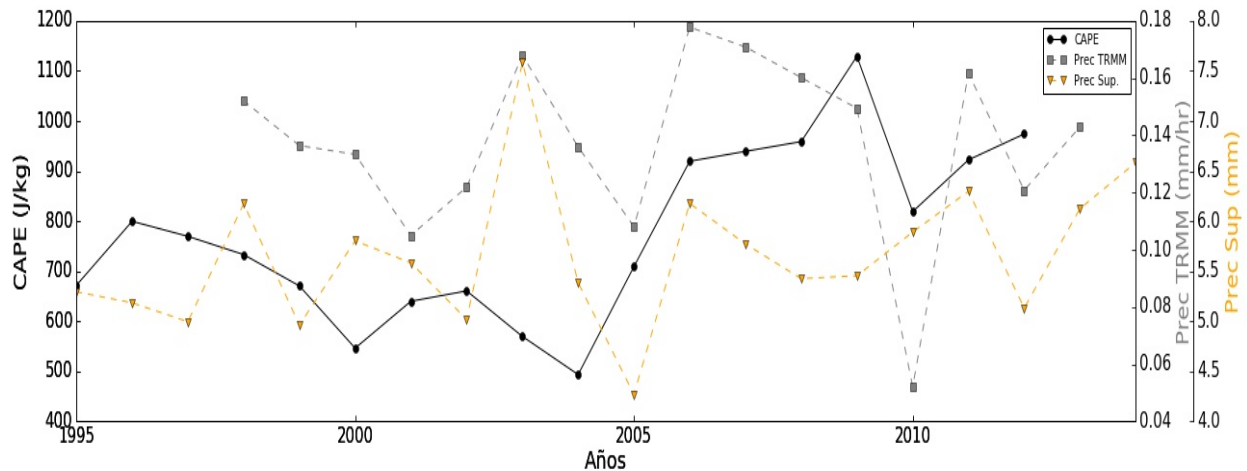


Figura 4.39: Igual que la figura 4.35 aplicado a CAPE (círculos negros), precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

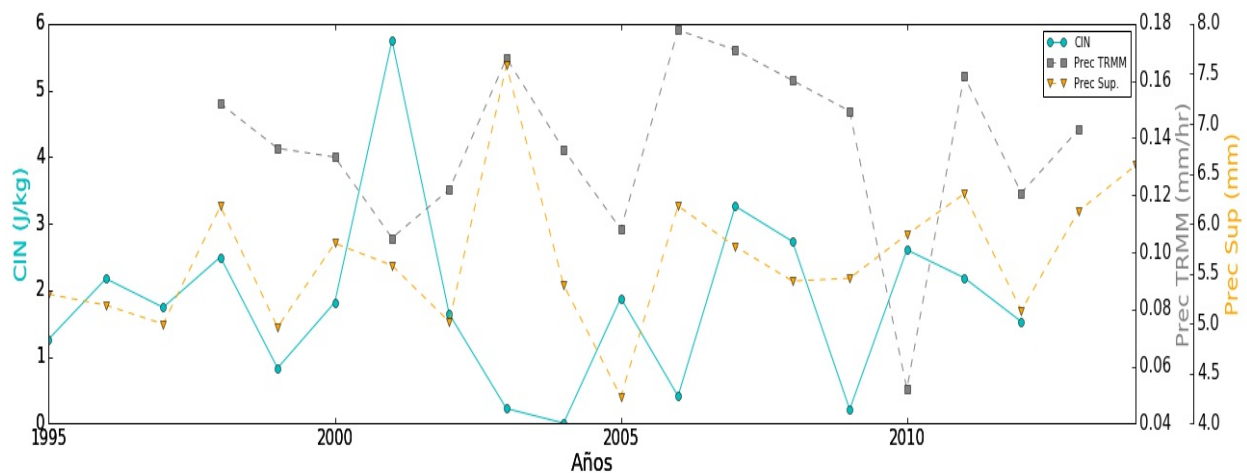


Figura 4.40: Igual que la figura 4.35 aplicado a CIN (círculos cianicos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

Para la temperatura, los resultados no fueron consistentes: mientras que la temperatura máxima resultó en una correlación negativa débil, la temperatura de superficie obtuvo una correlación despreciable. Para la temperatura de superficie, que se midió temprano en la mañana con la atmósfera estable, los resultados muestran que las tendencias de precipitación no dependen de sus variaciones. Por su parte la temperatura máxima, que da otro ángulo de la relación temperatura-precipitación debido a que la misma se midió cuando los eventos de

precipitación inician, la relación fue ligeramente más fuerte, pero no es suficiente para decir que tiene una gran influencia en los cambios de la precipitación. De igual forma, al comparar tendencias dentro del periodo de tiempo compartido (1998-2012), la temperatura de superficie y la temperatura máxima resultaron en tendencias significativamente débiles, pero de signos opuestos (negativa y positiva respectivamente) (figuras 4.41 y 4.42). La precipitación tuvo tendencias insignificantes, lo cual indica que cambios en temperatura no afectan a la precipitación. Con estas observaciones y resultados se argumentan que los cambios en temperatura cerca de la superficie no afectan de manera significativa la precipitación en el valle de México.

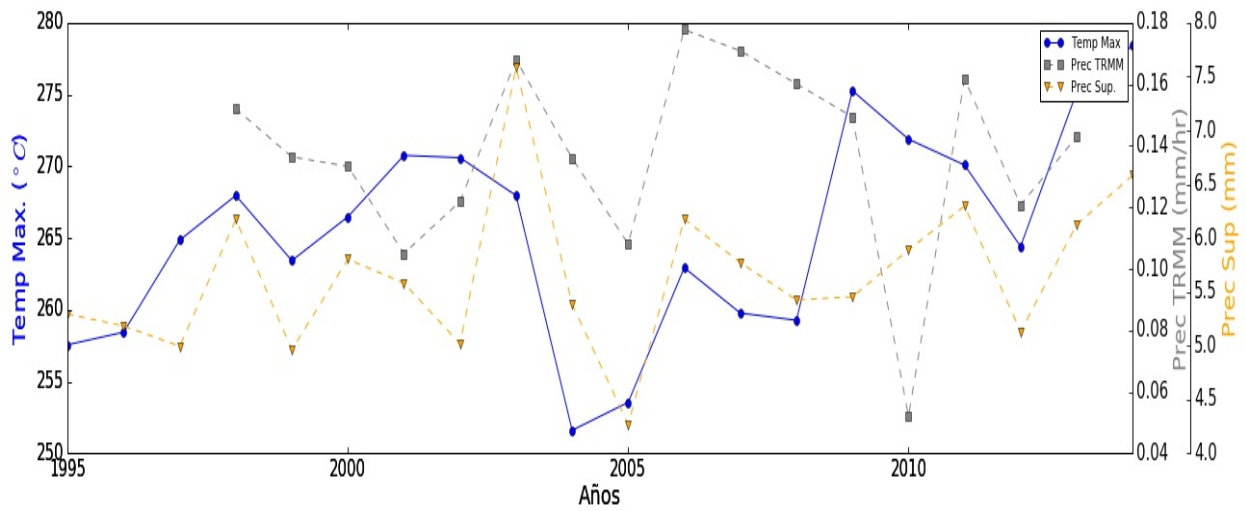


Figura 4.41: Mismo que la figura 4.35 aplicado a la temperatura máxima (círculos azules), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

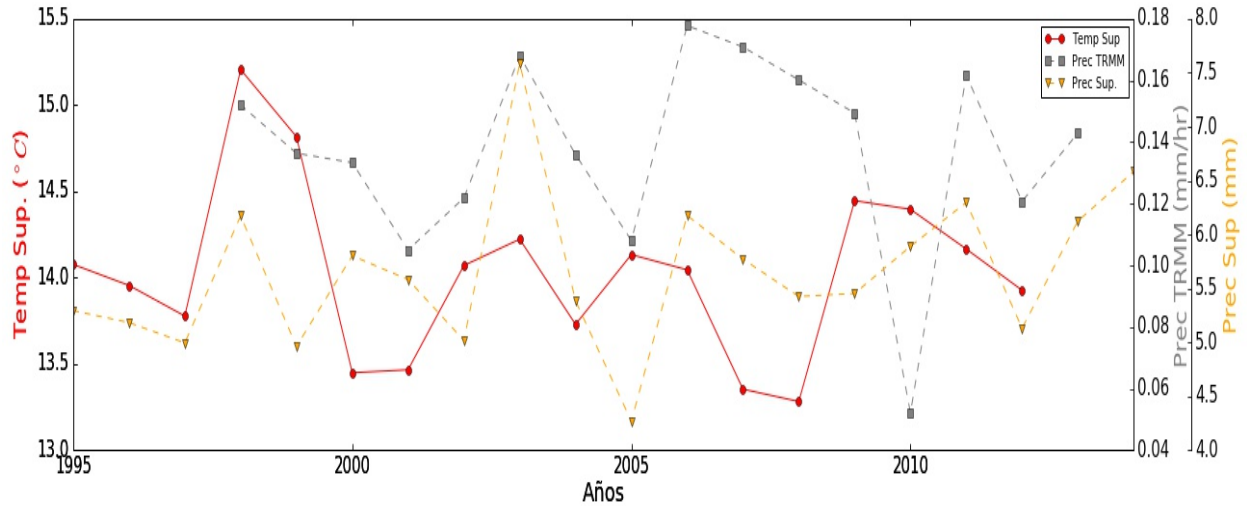


Figura 4.42: Mismo que la figura 4.35 aplicado a la temperatura de superficie (círculos rojos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

La cizalladura vertical del viento y la precipitación produjo una correlación negativa débil más pequeña que la correlación entre PWV y la precipitación. Las tendencias de estas tres variables también son consistentes en el periodo de tiempo compartido (1985-2012), ya que ninguna tendencia fue significativa. Sin embargo, en la figura 4.43, no hay alguna compatibilidad clara entre el comportamiento anual de las dos variables de precipitación, aunque se observa algo de consistencias entre la cizalladura vertical del viento y CTT (figura 4.44), la que resultó ser positiva y congruente con los resultados asociados con precipitación. Estas observaciones son similares a observaciones de correlaciones negativas entre cizalladura y eventos convectivos intensos (aunque estos eventos son de la intensidad de ciclones). Estos resultados muestran que la cizalladura vertical del viento es un factor significativo, pero con una influencia menor con respecto a la relación con PWV.

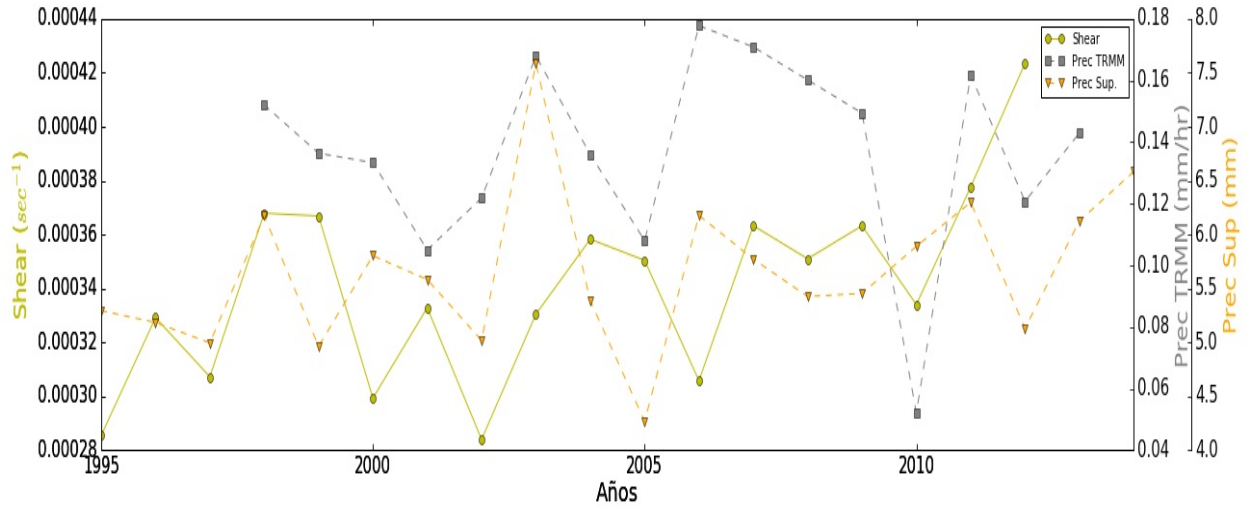


Figura 4.43: Igual que la figura 4.35 aplicado a la cizalladura vertical del viento (Shear) (círculos amarillos), la precipitación TRMM (cuadros grises) y la precipitación en superficie (triángulos naranjas). Notar las diferentes escalas del eje y.

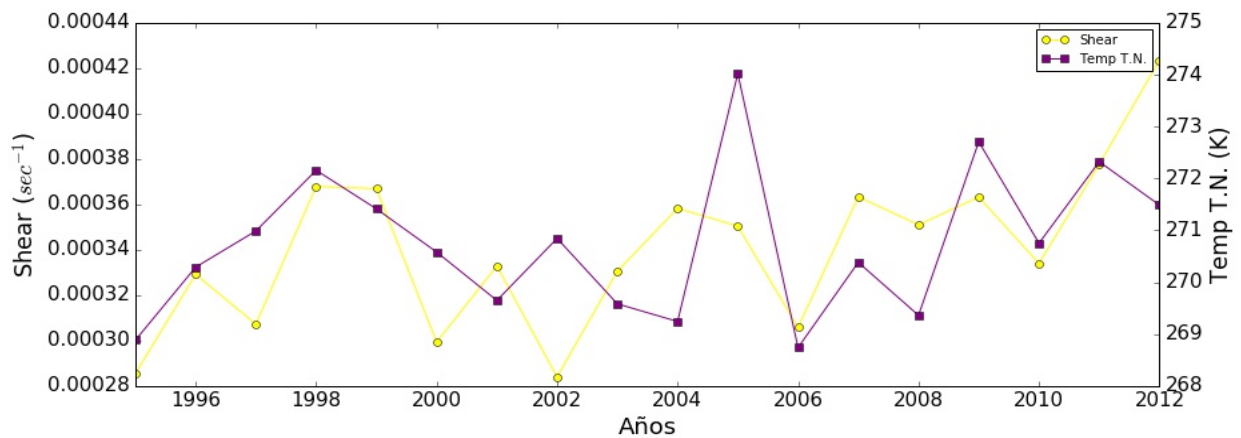


Figura 4.44: Igual que la figura 4.35 aplicado a la cizalladura vertical del viento (Shear) (círculos amarillos) y CTT (cuadros morados).

Variables	R	τ_β
CAPE - PWV	0.39	0.26
CAPE - TempM	0.31	0.22
CAPE - TempS	0.29	0.20
PrecT* - CAPE	0.21	0.23
PrecT* - CIN	0.068	0.071
PrecT* - PWV	0.30	0.31
PrecT* - TempM	-0.18	-0.18
PrecT* - TempS	-0.034	-0.072
PrecT* - PrecS	0.24	0.17
PrecT* - VShear	-0.097	-0.10
PrecS - CAPE	0.11	0.10
PrecS - CIN	0.060	0.061
PrecS - PWV	0.35	0.24
PrecS - TempM	-0.12	-0.093
PrecS - TempS	0.064	0.048
PrecS - VShear	-0.093	-0.11
CTT* - PWV	-0.57	-0.74
CTT* - VShear	0.13	0.12

Tabla 4.11: Resultados de los coeficiente de correlación de Pearson (R) y de Kendall τ . Todos los valores son significativos arriba del nivel critico de 95 % ($\alpha = 0.05$) (* = Correlaciones con precipitación TRMM y CTT fueron calculadas con valores medios diarios).

Capítulo 5

Discusión

Como se discutió en el capítulo previo, las tendencias de CAPE, como se esperaba, tienen una dependencia casi iguales a las variaciones de PWV y de temperatura cercana a la superficie. Por otro lado, PWV resultó ser la única variable termodinámica con un impacto significativo en los cambios de la precipitación desde 1995 al 2012, siendo de menor influencia la cizalladura vertical del viento, CAPE y la temperatura cercana a la superficie. Con respecto a la relación entre PWV y la precipitación, a pesar de que se obtuvo el resultado de correlación positiva esperado entre los dos, es necesario extender el rango de tiempo de la precipitación para determinar si hay cambios en sus tendencias generales como se observó con PWV y para tener una mejor comprensión del efecto de esta variable, así como CAPE y la temperatura, tienen sobre la precipitación.

Por otro lado, con respecto a la relación entre la temperatura y la precipitación, este resultado no es consistente con trabajos previos, en particular Jauregui y Romales (1996) atribuyeron el incremento en eventos intensos de precipitación desde 1945 a 1985 al aumento de la temperatura en superficie dado al efecto de la isla de calor urbano. Trenberth y Shea (2005) encontraron utilizando datos de re-análisis de ERA-40 y GPCP para los años de 1979 al 2002, tendencias negativas entre estas dos variables, debidas a que en días secos hay más radiación solar y menos enfriamiento causado por la evaporación del agua y los días húmedos tienden a ser más fríos. La razón para esta inconsistencia no se puede deducir de estos resultados ya que existen otros factores que se sabe que influyen en las tendencias de la precipitación y patrones que son aplicables al Valle de México.

Hay otros factores que influyen en las tendencias de la precipitación y patrones que son aplicables al Valle de México. Por ejemplo, los cambios en el contenido de aerosoles pueden suprimir la precipitación (Givati y Rosenfeld (2004), Collier (2006)). También, Ochoa *et al.*

(2015) encontraron que los cambios en el uso y cobertura del suelo a lo largo del valle también pueden afectar el tiempo de ocurrencia de eventos de precipitación intensa. Estos cambios particulares de los patrones de precipitación no pueden ser evaluados analizando únicamente características termodinámicas y dinámicas de la atmósfera. Es necesario ampliar el análisis con otras fuentes de datos para poder observar si las variaciones de estos patrones también dependen de los cambios de las variables termodinámicas y dinámicas. Además se desconoce si los cambios en el contenido de aerosol y en el uso de suelo afectan las correlaciones entre la precipitación y estas variables.

Capítulo 6

Conclusiones

Este trabajo estudió las tendencias de la precipitación analizando la inestabilidad de la atmósfera con variables como CAPE en adición a otras variables termodinámicas y dinámicas. Mientras que la tendencia en CAPE resultó ser insignificante, esta depende de la humedad atmosférica (PWV) y de la temperatura, las cuales obtuvieron tendencias significativas pero de signos opuestos (negativa y positiva respectivamente). Las tendencias resultantes de la precipitación fueron variadas: la precipitación en superficie total acumulada resultó tener una tendencia débil, positiva y significativa, mientras que la intensidad de la precipitación TRMM resultó en una tendencia no significativa. La influencia principal, es decir la más grande, de estas tendencias resultó ser PWV, sin embargo, la debilidad de las correlaciones y la inconsistencia en las tendencias al modificar el periodo de tiempo de la precipitación y PWV apuntaron a la necesidad de expandir el rango de tiempo de los datos de precipitación a un periodo similar al de PWV para obtener un mejor conocimiento de esta relación. La mayoría de estos resultados son consistentes con trabajos previos con el único resultado contradictorio siendo el de la relación de precipitación con la temperatura cercana a la superficie.

Tomando en cuenta las conclusiones del estudio, es necesario incluir más datos de precipitación y PWV (como datos de intensidad de precipitación superficiales con diferentes intervalos de tiempo entre mediciones o datos de PWV obtenidos utilizando GPS) y considerar como los cambios debidos a la urbanización de la zona puede afectar las variables termodinámicas y a la precipitación para profundizar y mejorar este estudio. Además, las investigaciones futuras relacionadas con los cambios en la precipitación del Valle de México necesitan tener un enfoque en la humedad atmosférica y sus variaciones ya que se encontró que esta tiene la mayor influencia en los cambios de precipitación.

Bibliografía

- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K., y Pereira, D. S. (2013). GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, 40:1 – 6.
- Adams, D. K. y Souza, E. P. (2009). CAPE and convective events in the Southwest during the North American Monsoon. *Monthly Weather Review*, 137:83 – 98.
- Aguilar, E., Peterson, T. C., Obando, P. R., Frutos, R., Retana, J. A., Solera, M., Soley, J., García, I. G., Araujo, R. M., Santos, A. R., V. E. Valle, M. B., Aguilar, L., Álvarez, L., Bautista, M., Castañón, C., Herrera, L., Ruano, E., Sinay, J. J., Sánchez, E., Oviedo, G. I. H., Obed, F., Salgado, J. E., Vázquez, J. L., Baca, M., Gutiérrez, M., Centella, C., Espinosa, J., Martínez, D., Olmedo, B., Espinoza, C. E. O., Núñez, R., Haylock, M., Benavides, H., y Mayorga, R. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Alduchov, O. A. y Eskridge, R. E. (1996). Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 35:601 – 609.
- Alexander, L., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Cleason, B., Tank, A. M. G. K., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, R., Tagipour, A., Kumar, K. R., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., y Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Allen, J. T., Karoly, D. J., y Walsh, K. J. (2014). Future Australian severe thunderstorm environments. Part ii: The influence of a strongly warming climate on convective environments. *American Meteorological Society*, 27:3848 – 3868.

- Bretherton, C. S., Peters, M. E., y Back, L. E. (2004). Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *Journal of Climate*, 17:1517 – 1528.
- Brown, R. G. y Zhang, C. (1997). Variability of midtropospheric moisture and its effect of clout-top height distribution during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54:2760 – 2773.
- Brunetti, M., Buffoni, L., Maugeri, M., y Nanni, T. (2000). Precipitation intensity trends in Northern Italy. *International Journal of Climatology*, 20:1017 – 1031.
- Collier, C. G. (2006). The impact of urban areas on weather. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(614):1–25.
- DeMott, C. A. y Randall, D. A. (2004). Observed variations of tropical convective available potential energy. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Doswell, C. (2015). *Severe Convective Storms, Meteorological Monographs*. Springer.
- Emanuel, K. A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford University Press.
- Evan, A. T., Kossin, J. P., Chung, C. E., y Ramanathan, V. (2011). Arabian Sea tropical cyclones intensified by emissions of black carbon and other aerosols. *Nature*, 479:94–98.
- Gettelman, A., Seidel, D. J., Wheeler, M. C., y Ross, R. J. (2002). Multidecadal trends in tropical convective available potential energy. *Journal of Geophysical Research*, 107(D21):4606.
- Giaiotti, D. B., Steinacker, R., y Stel, F. (2007). *Atmospheric Convection: Research and Operational Forcastic Aspects*, volumen 475 de *CISM International Centre for Mechanical Sciences*. Springer Vienna.
- Gibbons, J. D. y Chakraborti, S. (2010). *Nonparametric Statistical Inference, Fifth Edition*. CRC Press, 5 edición.
- Givati, A. y Rosenfeld, D. (2004). Quantifying precipitation suppressionn due to air pollution. *Journal of Applied Meteorology*, 43:1038 – 1056.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., R, D., Karl, T. R., Hegerl, G. C., y Razuvaev, V. N. (2005). Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate*, 18:1326 – 1350.

- Harrison, G. (2015). *Meteorological Measurements and Instrumentation*. John Wiley Sons, illustrated edición.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R., y Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18(1):107–121.
- Houze, Jr., R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42:RG4003.
- Igel, M. R., Heever, S. C. V. D., Stephens, G. L., y Posselt, D. J. (2014). Convective-scale responses of a large-domain, modelled tropical environment to surface warming. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140:1333 – 1345.
- IPCC (2013). Summary for policymakers. En Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P. M., editores, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press.
- Iwasaki, H. (2012). Recent positive trends in heavy rainfall in Eastern Japan and its relation with variations in atmospheric moisture. *International Journal of Climatology*, 32:364 – 374.
- Jauregui, E. (1997). Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 31(22):3821–3831.
- Jauregui, E. y Romales, E. (1996). Urban effects on convective precipitation in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 30(20):3383–3389.
- Jensen, M. P., Holbridge, D., Survo, P., Lehtinen, R., Baxter, S., Toto, T., y Johnson, K. L. (2015). Comparison of Vaisala radiosondes RS41 and RS92 at the ARM Southern Great Plains Site. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 8(11323 - 11368).
- Krishna, K. M. (2008). Intensifying tropical cyclones over the North Indian Ocean during summer monsoon—global warming. *Global and Planetary Change*, 65(1-2):12–16.
- Lahmers, T. M., Castro, C. L., Adams, D. K., Serra, Y. L., Brost, J. J., y Luong, T. (2016). Long-term changes in the climatology of transient inverted troughs over the North American Monsoon region and their effects on precipitation. *Journal of Climate*, 29:6037 – 6064.

- Landecker, P. y Gale, M. (2009). *GOES N Series Data Book*. NASA Goddard Space Flight Center and Boeing Satellite Systems, Greenbelt, Maryland 20771, rev c edición.
- Lin, Y.-L. (2007). *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press, illustrated edición.
- Luong, T. M., Castro, C. L., Chang, H.-I., Lahmers, T. M., Adams, D. K., y Ochoa, C. A. (2017). The more extreme nature of North American Monsoon precipitation in the Southwestern U.S. as reveals by historical climatology of simulated severe weather events. *Journal of Applied Meteorology and Climatology (Submitted)*.
- Magaña, V., Perez, J., y Méndez, M. (2003). Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City Basin. *Geofísica Internacional*, 41(2):247 – 259.
- Mapes, B., Milliff, R., y Morzel, J. (2009). Composite life cycle of maritime tropical mesoscale convective systems in scatterometer and microwave satellite observations. *American Meteorological Society*, 66:199 – 208.
- Mazon, J. J., Castro, C. L., Adams, D. K., Chang, H.-I., Carrillo, C. M., y Brost, J. J. (2016). Objective climatological analysis of extreme weather events in Arizona during the North American Monsoon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, doi: 10.1175/JAMC-D-16-0075.1.
- Morrissey, M. L. y Graham, N. E. (1996). Recent trends in rain gauge precipitation measurements from the Tropical Pacific: Evidence for an enhanced hydrologic cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6):1207 – 1219.
- Muller, C. (2013). Impact of convective organization on the response of tropical precipitation extremes to warming. *Journal of Climate*, 26:5028 – 5043.
- Muller, C. J., Back, L. E., O’Gorman, P. A., y Emanuel, K. A. (2009). A model for the relationship between tropical precipitation and column water vapor. *Geophysical Research Letters*, 36(L16804).
- Murugavel, P., Pawar, S. D., y Gopalakrishnan, V. (2012). Trends of convective available potential energy over the Indian region and its effect of rainfall. *International Journal of Climatology*, 32(9):1362 – 1372.
- Nash, J., Gaffard, C., Smout, R., y Smees, M. (2007). Introduction to upper air measurements with radiosondes and other in situ observing systems. Presentation.

- Neelin, J. D., Peters, O., y Hales, K. (2009). The transition to strong convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66:2367 – 2384.
- New, M., Hewitson, B., Stephenson, D. B., Tsiga, A., Kruger, A., Manhique, A., Gomez, B., Coelho, C. A. S., Masisi, D. N., Kululanga, E., Mbambalala, E., Adesina, F., Saleh, H., Kanyanga, J., Adosi, J., Bulane, L., Fortunata, L., Mdoka, M. L., y Lajoie, R. (2006). Evidence of trends in daily climate extremes over Southern and West Africa. *Journal of Geophysical Research*, 111(D14102).
- New, M., Todd, M., Hulme, M., y Jones, P. (2001). Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 21:1899 – 1922.
- NOAA (2002 - 2013). Principles of Convection I: Buoyancy and CAPE. The COMET(C) Program. (<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/cape/>).
- NOAA (2015). NOAA National Weather Service radiosonde observations. Fact Sheet.
- Ochoa, C. A., Quintanar, A. I., Raga, G. B., y Baumgardner, D. (2015). Changes in intense precipitation events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1804 – 1820.
- O’Gorman, P. A. y Muller, C. J. (2010). How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate-change simulations? *Environmental Research Letters*, 5(2):025207.
- Peters, O., Neelin, J. D., y Nesbitt, S. W. (2009). Mesoscale convective systems and critical clusters. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(9):2913 – 2924.
- PNNLabs (2014). Mann-Kendall test for monotonic trend. Technical report, Pacific Northwest National Laboratory of the US Department of Energy.
- Pruppacher, H. R. y Klett, J. D. (2010). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library. Springer Science Business Media.
- Raymond, D. J. (2000). Thermodynamic control of tropical rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126:889 – 898.
- Riemann-Campe, K., Fraedrich, K., y Lunkeit, F. (2009). Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmospheric Research*, 93:534 – 545.

- Roman, J., Knuteson, R., Ackerman, S., y Revercomb, H. (2015). Predicted changes in the frequency of extreme precipitable water vapor events. *Journal of Climate*, 28:7057 – 7070.
- Romps, D. M. (2016). Clausius-Clapeyron scaling of CAPE from analytical solutions to RCE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(9):3719 – 3737.
- Ross, R. J. y Elliott, W. P. (1996). Tropospheric water vapor climatology and trends over North America: 1973 - 93. *Journal of Climate*, 9:3561–3574.
- Ross, R. J. y Elliott, W. P. (2001). Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. *Journal of Climate*, 14(7):1602–1612.
- SACMEX (2015). Red de Estaciones Pluviométricas. <http://lluvias.sacmex.df.gob.mx/reporte/lluvia.html>.
- Schiro, K. A., Neelin, J. D., Adams, D. K., y Lintner, B. R. (2016). Deep convective and column water vapor over tropical land vs. tropical ocean: A comparison between the Amazon and the Tropical Western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, doi:10.1175/JAS-D-16-0119.1, in press.
- Schultz, D. M., Schumacher, P. N., e III, C. A. D. (2000). The intricacies of instabilities. *Monthly Weather Review*, 128:4143 – 4148.
- Seeley, J. T. y Romps, D. M. (2015). Why does tropical convective available potential energy (CAPE) increase with warming? *Geophysical Research Letters*, 42:10,429 – 10,437.
- Serra, Y. L., Adams, D. K., Minjarez-Sosa, C., Jr., J. M. M., Arellano, A., Castro, C. L., Quintanar, A. I., Alatorre, L., Granados, A., Vazquez, G. E., Holub, K., y DeMets, D. C. (2016). The North American Monsoon GPS transect experiment 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 0(0).
- Solot, S. B. (1939). Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Monthly Weather Review*, pp. 100–103.
- Stevens, B. (2005). Atmospheric moist convection. *Annual Reviews*, (33):605–643.
- Sykes, A. O. (1993). An introduction to regression analysis. *University of Chicago Law and Economics Working Papers*, (50).

- Takemi, T., Hirayama, O., y Liu, C. (2004). Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophysical Research Letters*, 31(11).
- Tompkins, A. M. (2001). Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(6):529 – 545.
- Trapp, R. J. (2013). *Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge University Press.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47:123 – 138.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J., y Smith, L. (2005). Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*, 24:741 – 758.
- Trenberth, K. E. y Shea, D. J. (2005). Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 32(L14703).
- Wallace, J. M. y Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, 2 edición.
- Weiler, E. J., editor (2002). *Tropical Rainfall Measuring Mission Senior Review Proposal*. NASA.
- Yano, J.-I., Chaboureau, J.-P., y Guichard, F. (2005). A generalization of CAPE into potential-energy convertibility. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131:861 – 875.
- Ye, B., Genio, A. D. D., y Lo, K. K.-W. (1998). CAPE variations in the current climate and in a climate change. *Journal of Climate*, 11:1997 – 2015.
- Zawadzki, I., Torlaschi, E., y Sauvageau, R. (1981). The relationship between mesoscale thermodynamic variables and convective precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38:1535 – 1540.
- Zeng, X. (1999). The relationship among precipitation, cloud-top temperature, and precipitable water over the Tropics. *Journal of Climate*, 12:2503 – 2514.
- Zeng, Z., Wang, Y., y Chen, L. (2010). A statistical analysis of vertical shear effect on tropical cyclone intensity change in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 37(L02802).

Zhai, P. y Eskridge, R. E. (1997). Atmospheric water vapor over China. *Journal of Climate*, 10:2643 – 2652.

Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D., y Niitsoo, A. (2000). Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean*, 38(3):395 – 429.

Apéndice A

Relación Clausius-Clapeyron

La relación Clausius-Clapeyron describe como la presión de vapor saturada (e_s) arriba de un liquido cambia con la temperatura y esta dada como (Wallace y Hobbs, 2006)

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T(\alpha_v)} \quad (\text{A.1})$$

Con L_v = calor latente de vapor. Utilizando la ecuación de un gas ideal para sustituir α_v resulta en

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} \approx \frac{L_v}{R_v T^2} \quad (\text{A.2})$$

Si se asume L_v es constantes, al integrar (Wallace y Hobbs, 2006), A.2 resulta en

$$\ln\left(\frac{e_s}{e_{s0}}\right) = \frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right) \quad (\text{A.3})$$

Para la atmósfera, el calor latente de vapor depende de la temperatura ($L_v(T)$) y por lo tanto A.3 no es buena aproximación de e_s . Una mejor aproximación se obtiene al usar la formula de Magnus (utilizando hPa y °C) (Alduchov y Eskridge, 1996)

$$e_s(T) = 6.1094 \exp\left(\frac{17.625T}{T + 243.04}\right) \quad (\text{A.4})$$

A.4 aproxima el cambio de la capacidad de retención de agua de la atmósfera de $\sim 7\%$ por cada incremento de 1°C (Trenberth, 2011).

La escala de Clausius Clapeyron de variables húmedas atmosféricas (ej. CAPE, PWV, humedad relativa, etc...) es el cambio de estas con respecto a cambios de temperatura de acuerdo a la relación Clausius-Clapeyron (de $\sim 6 - 7\%$).

Apéndice B

Prueba de Tendencia Mann-Kendall

Para poder observar la existencia de una tendencia en un conjunto de datos evolucionando con el tiempo, se tiene que utilizar una prueba que tome en cuenta una distribución temporal, no-normal con datos faltantes.

La prueba de Mann-Kendall se utiliza para determinar si existe una tendencia monótona (Hirsch *et al.*, 1982). Las tendencias monótonas son tendencias donde los datos se incrementan o disminuyen con el tiempo pero no necesariamente en forma lineal.

Esta prueba da por hecho la hipótesis nula, H_0 , que dice que el conjunto de datos, x_i , son datos independientes que están distribuidos idénticamente. El conjunto de datos tiene que demostrar que la hipótesis nula es errónea y la hipótesis alternativa, H_α , que dice que existe una tendencia monótona, es verdadera.

Para demostrar la hipótesis nula, se tiene que calcular el estadístico Mann-Kendall, S . El valor de S se obtiene comparando cada dato con los datos que le precede utilizando la función sgn (Hirsch *et al.*, 1982)

$$sgn(x_i - x_j) = \begin{cases} 0 & x_i - x_j = 0 \\ 1 & x_i - x_j > 0 \\ -1 & x_i - x_j < 0 \end{cases} \quad (\text{B.1})$$

con esto, el estadístico de Mann-Kendall es la suma total entre el total de las diferencias positivas menos el total de las diferencias negativas

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^N sgn(x_j - x_k) \quad (\text{B.2})$$

con N igual al número de datos en el conjunto. Si $N < 10$, el valor de S se compara con el valor crítico α que da la probabilidad máxima que la prueba de un rechazo falso de la hipótesis nula. Si $S < \alpha$, la hipótesis nula se puede rechazar por lo tanto se dice que el conjunto tiene una tendencia monótona. El signo de S dice si la tendencia es positiva ($S > 0$) o negativa ($S < 0$) (PNNLabs, 2014).

Para conjuntos de datos con $N > 10$, la varianza de S se tiene que calcular (Hirsch *et al.*, 1982)

$$VAR(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1} g t_p (t_p - 1)(2t_p + 5) \right] \quad (B.3)$$

donde t_p se conocen como lazos o valores repetidos ($sgn(xi - vj) = 0$). Con la varianza, el valor del estadístico - Z estandarizada, Z_{MK} , se calcula

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (B.4)$$

El valor de Z_{MK} es comparado con el valor $F_N(z_{\alpha/2}) = \alpha/2$, donde F_N es la función de distribución normal estándar y α el valor crítico. Si

$$|Z_{MK}| \geq z_{\alpha/2} \quad (B.5)$$

la hipótesis nula se rechaza en favor de la tendencia monótona, con tendencia positiva si $Z_{MK} < 0$ y tendencia negativa si $Z_{MK} > 0$ (Hirsch *et al.*, 1982).

B.0.0.1. Tau de Kendall

La prueba de Mann-Kendall se puede asociar con el coeficiente de correlación conocido como la tau de Kendall. Este coeficiente mide el nivel de dependencia entre dos variables no paramétricas. Este coeficiente se calcula simplemente utilizando el valor S discutido previamente

$$\tau_\beta = \frac{2S}{(N(N-1) - \sum_i t_i(t_i - 1))} \quad (B.6)$$

donde N es el número de pares de datos (x,y) en el conjunto y t_i es el número de valores repetidos en el i -ésimo grupo de valores repetidos.

Esta prueba se puede aplicar para datos no necesariamente evolucionando con el tiempo; es decir, no es necesario que una de las variables sea el tiempo. Para obtener τ en este caso, S se define como

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^N \text{sgn}(x_j - x_k) \text{sgn}(y_j - y_k) \quad (\text{B.7})$$

y τ_β se define como

$$\tau_\beta = \frac{2S}{\sqrt{(N(N-1) - \sum_i t_i(t_i - 1))(N(N-1) - \sum_j u_j(u_j - 1))}} \quad (\text{B.8})$$

donde t_i y u_j son el número de valores repetidos para el i-ésimo grupo de valores repetidos de x y el j-ésimo grupo de valores repetidos de y. El valor de τ_β cae entre -1 y 1, y entre más cercano a cero, más débil es la correlación entre las dos variables (> 0.09 la correlación se considera despreciable); el signo dice si la correlación es negativa o positiva.

Apéndice C

Análisis de Regresión Lineal

El análisis de regresión es una forma de ver la relación entre dos variables, específicamente ver como la variación de una variable, comúnmente conocido como variable independiente, afecta la otra variable nombrada variable dependiente. El análisis también incluye calcular la significancia estadística de la relación (Sykes, 1993).

Este trabajo utilizó un análisis de regresión lineal, es decir, se asume que la relación entre las dos variables es lineal. Aunque es más probable que la relación entre el tiempo y todas las variable para analizar no es lineal, este análisis puede decir si los datos tiene la tendencia a incrementar o disminuir con relación al tiempo y puede dar una estimación aproximada del cambio.

Para iniciar el análisis, se propone una función que puede describir la relación entre las variables X y Y

$$Y \approx f(Y, \varepsilon) \tag{C.1}$$

donde ε es el factor de ruido. Para el caso de regresión línea (\hat{x} y \hat{Y} son los valores estimados)

$$Y \approx \beta_0 + \beta_1 X + \varepsilon \tag{C.2}$$

Para obtener la estimación lineal, se utilizó el método de mínimos cuadrados con n datos

$$\hat{Y} = \beta_0 + \beta_1 \hat{X} \tag{C.3}$$

donde \bar{X} y \bar{Y} son los valores medios y

$$\beta_1 = \frac{\sum(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum(X_i - \bar{X})^2} \quad (\text{C.4})$$

y

$$\beta_0 = Y_i - \beta_1 \bar{X} \quad (\text{C.5})$$

La varianza esta dada por

$$\hat{\sigma}_\varepsilon^2 = \frac{\sum_{i=0}^n (Y_i - \hat{Y})^2}{n - 2} \quad (\text{C.6})$$

Y los errores estándar de β_0 y β_1 son

$$\hat{\sigma}_{\beta_0} = \hat{\sigma}_\varepsilon \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{\hat{X}^2}{\sum(X_i - \hat{X})^2}} \quad (\text{C.7})$$

$$\hat{\sigma}_{\beta_1} = \hat{\sigma}_\varepsilon \sqrt{\frac{1}{\sum(X_i - \hat{X})^2}} \quad (\text{C.8})$$

Otro parámetro importante en la regresión lineal es el valor-p que indica la probabilidad que la hipótesis nula, o la hipótesis que indica que la distribución de Y con respecto a X es normal y por lo tanto no existe una relación lineal. Si el valor-p es menor que un valor significativo dado, $valor < p_{critico} = 0.05$, la hipótesis nula se puede descartar sin problema y se puede decir que existe una tendencia lineal (Sykes, 1993).

El último valor importante es el coeficiente de correlación, también conocido como la correlación de Pearson o la r de Pearson, entre las dos variables, r . Este valor esta dado por

$$r = \frac{n \sum X_i Y_i - (\sum X_i)(\sum Y_i)}{\sqrt{n(\sum X_i^2) - (\sum X_i)^2} \sqrt{n(\sum Y_i^2) - (\sum Y_i)^2}} \quad (\text{C.9})$$

El coeficiente de correlación dice que tan fuerte es la relación lineal entre las variables X y Y. El valor de r cae entre -1 y 1, y entre más cercano a cero, más débil es la correlación entre las dos variables (> 0.09 la correlación se considera despreciable); el signo dice si la correlación es negativa o positiva.

Apéndice D

Prueba Kolmogorov-Smirnov para dos muestras

El objetivo de la prueba Kolmogorov-Smirnov es para observar las diferencias en las distribuciones de dos muestras de datos. Esta prueba utiliza la hipótesis nula que los dos conjuntos tiene la distribución.

El estadístico de Kolmogorov-Smirnov entre dos distribuciones con funciones empíricas de distribución S_n y S_m esta dado por (Gibbons y Chakraborti, 2010)

$$D_{n,m} = \max |S_n(x) - S_m(x)| \quad (\text{D.1})$$

donde n y m son el número de datos en cada distribución. Si $D_{n,m} \frac{nm}{n+m} > c_\alpha$ con c como el valor crítico correspondiente a α (nivel significativo/crítico) o $p < \alpha$ con p igual al valor- p resultante de la prueba, la hipótesis nula se puede descartar y las dos distribuciones son diferentes. Si esto no ocurre, la hipótesis nula no se rechaza (Gibbons y Chakraborti, 2010), y si el estadístico de Kolmogorov-Smirnov es menor a 0.09, la diferencia se considera despreciable.