



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

**SISTEMAS CONVECTIVOS DE
MESOESCALA
EN EL NOROESTE DE MÉXICO**

T E S I S

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

PRESENTA:

OMAR RAMOS PÉREZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. DAVID KENTON ADAMS

INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

CIUDAD DE MÉXICO, FEBRERO 2023



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.

A mi mamá, Teresa Pérez Rosales.

A mi papá, José Ramos Chilado.

A mi hermana, Sol Janitzya.

A mi hermano, Edgar.

Y a todos aquellos que me hacen ser una mejor persona...

Agradecimientos

Esta aventura académica (doctorado) ha durado más tiempo de lo esperado/planeado. Gracias al apoyo de muchas personas, esta aventura ha sido divertida, de mucho aprendizaje pero sobre todo inolvidable.

A Dr. David K. Adams muchas gracias por creer en mí a pesar de los tropiezos que he tenido. Por la paciencia que me ha tenido, por los conocimientos y consejos compartidos. Con su apoyo y amistad he podido cumplir esta y otras metas.

Muchas gracias a Dr. Carlos A. Ochoa Moya por los valiosos consejos que me ayudaron a encontrar la solución a algún código de programación. Con su amistad y consejos me ayudo a tener mayor confianza en mí mismo para salir adelante en momentos difíciles del doctorado.

A Dr. Ignacio Arturo Quintanar muchas gracias por su apoyo incondicional durante todo el tiempo que ha durado esta aventura académica.

Muchas gracias a todos los miembros del jurado: Dra. Christian Domínguez Sarmiento, Dra. Francina Domínguez y Dr. Luis Manuel Farfán Molina por el tiempo dedicado a leer esta tesis. Sus valiosos comentarios ayudaron a tener una mejor versión de la tesis.

A Ron Holle muchas gracias por facilitarnos los datos de rayos (GLD360), los cuales fueron de gran utilidad para esta tesis.

Al Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (ICAYCC) muchas gracias por el espacio (sala de estudiantes) en donde fue posible llevar a cabo actividades de investigación del doctorado. Igualmente, gracias por las actividades recreativas y académicas que me ayudaron en mi crecimiento personal.

Muchas gracias a L.I. Higel y Lic. Miguel de la unidad de cómputo del ICAYCC por su ayuda en la instalación de todo el software necesario. A M. en C. Bárbara Cuesta muchas gracias por su apoyo para llevar a cabo diferentes eventos académicos (p. ej., evaluaciones semestrales y presentaciones virtuales) y poder trabajar de manera remota.

Muchísimas gracias a mi papá, mamá, hermano y hermana por su amor. Ustedes son mi motor para seguir día a día. A Kimberly y Agustín muchísimas gracias por su apoyo y cariño desde su llegada a la familia Ramos Pérez. A Coudy 1 y 2 (gatitas), Kipper y Bongo (perritos), han sido o son también parte de la familia Ramos Pérez, muchas gracias por su compañía y cariño incondicional.

A todas las grandes amistades que iniciaron desde la maestría, a los amigos y amigas que conocí durante el doctorado, a aquellas amistades que he conocido y reencontrado en los últimos años. Muchísimas gracias por sus pláticas, pero sobre todo por su apoyo, cariño, motivación, enseñanzas y por tantos momentos felices.

Muchas gracias a la familia Chilado Chilado, Quiroz Pérez y Pérez Rosales por su apoyo y cariño.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) muchas gracias por la beca otorgada para la realización de mis estudios de doctorado.

Abreviaturas

AOL	Area OverLapping
BE	Bow Echoes
BL	Broken squall Lines
BT	Brightness Temperature
CA	Cloud-to Air lightning
CAPE	Convective Available Potential Energy
CC	Cloud-to-Cloud lightning
CE	Cluster Element
CG	Cloud-to-Ground lightning
CuPIDO	Cumulus Photogrammetric, In-Situ and Doppler Observations
BAMEX	Bow Echo and Mesoscale Convective Vortex Experiment
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERA5	ECMWF Reanalysis 5th Generation
FFD	Forward Flank Downdraft
GATE	Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment
GDI	Gálvez-Davison Index
GLD360	Global Lightning Detection Network 360
GoC	Golfo de California
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IC	IntraCloud lightning
IR	Infrared Radiation
IVs	Inverted troughs
LI	Lifted Index
LLS	Lightning Location System
LS	Leading Stratiform
MCC	Mesoscale Convective Complex
MCSs	Mesoscale Convective Systems
NAM	North American Monsoon
NAME	North American Monsoon Experiment
OTD	Optical Transient Detector

PECS	Persistent Elongated Convective System
PS	Parallel Stratiform
PFs	Precipitating Features
PWV	Precipitable Water Vapor
RFD	Rear Flank Downdraft
SMO	Sierra Madre Occidental
SWAMP	South-West Monsoon Project
SWEAT	Severe Weather thrEAT
TOGA COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
TS	Trailing Stratiform
WETAMC/LBA	Atmospheric Mesoscale Campaign in the Wet Season / Large-scale Biosphere-Atmosphere
VHF	Very High Frequency
VLf/LF	Very Low Frequency/Low Frequency
WS	Warm Sector

Resumen

Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCSs, por sus siglas en inglés) son grupos organizados de nubes cumulonimbus que abarcan cientos de kilómetros y pueden durar varias horas. MCSs son importantes para el ciclo hidrológico en las regiones tropicales, subtropicales y de latitudes medias a nivel global. MCSs también pueden ocasionar daños asociados con tiempo severo incluyendo inundaciones repentinas, lluvias extremas, vientos intensos en superficie e incluso tornados. Es por ello que siguen siendo tema de investigación desde su organización, morfología, ciclo de vida hasta los mecanismos que favorecen la propagación e intensificación; especialmente estudios a largo plazo y en regiones con orografía compleja. Además, la representación de MCSs en modelos numéricos de previsión del tiempo hasta globales, sigue siendo un gran reto para las ciencias atmosféricas.

El presente estudio caracteriza a los MCSs que ocurren en la región del Noroeste de México (topografía compleja) durante el NAM desde 1995 hasta 2017 mediante imágenes satelitales del canal infrarrojo del satélite GOES. Así mismo, se analiza la actividad eléctrica de los MCSs de 2011 a 2017 con la Base de Datos Global de Rayos (GLD360) a cargo de Vaisala. Para estimar la rapidez de propagación se emplean dos técnicas: 1) Hovmöller y 2) Cambio del centroide del escudo de nube del MCS. Con ayuda de datos de reanálisis ERA5 se estudian las condiciones atmosféricas para las trayectorias más comunes, los dos años más y menos activos.

Durante las 23 estaciones de verano identificamos 1594 MCSs. Encontramos que en promedio suelen ocurrir 70 MCSs por año, una actividad mínima (máxima) de 41 eventos (94 eventos) por año. Los resultados muestran que la mayoría de los MCSs (98%) suele iniciar de forma elongada. Hay más ocurrencia de MCSs durante los meses de julio y agosto. Regiones con una gran actividad de MCSs son: a lo largo de la Sierra Madre Occidental (SMO) y en la región costera de Sinaloa. Con respecto a su ciclo diurno, los MCSs suelen iniciar entre las 14:00-21:00 Tiempo Local y disiparse entre las 00:00-09:00 Tiempo Local. En cuanto a su tiempo de vida, encontramos una duración promedio de 8 ± 2 horas (una desviación estándar), un mínimo de 6 horas (definición) y un máximo de 27.50 horas.

Hay tres trayectorias que suelen predominar en la región de estudio. La Trayectoria 1 la definimos como aquella donde los MCSs comienzan en la SMO y se dirigen

hacia el Golfo de California (GoC). La trayectoria 2 aquella donde los MCSs viajan de manera paralela a la SMO y la Trayectoria 3 donde los MCSs inician en la SMO y viajan hacia Chihuahua. Encontramos que la Trayectoria 1 es la más frecuente con una tasa de ocurrencia del 40 %, seguida por la Trayectoria 2 y 3 con un 35 % y un 18 %, respectivamente. Con respecto a la rapidez de propagación, las dos técnicas muestran resultados similares entre sí. Además, las velocidades encontradas (rango promedio de 3.52-9.42 m/s) en este estudio son relativamente mayores a la advección por vientos y menores a la de ondas de gravedad (15 m/s), pero similares a las de piscinas frías. Por lo tanto, son las piscinas frías el mecanismo que mejor explica la propagación de los MCSs en el noroeste de México. En cuestión de actividad eléctrica, la Trayectoria 3 es la que muestra el menor número de ocurrencias de rayos en ambas etapas, es decir, los MCSs en esta trayectoria son menos intensos en comparación con el resto de las trayectorias.

Finalmente, en cuestión de las condiciones atmosféricas el compuesto utilizando datos de ERA 5 para las tres trayectorias muestra poca variabilidad en el campo de humedad, en la dirección y magnitud del viento. Por su parte, al analizar el compuesto de los datos ERA5 de la altura geopotencial y de vientos para los dos años más (2000 y 2013) y menos (1995 y 2009) activos. Encontramos una intensificación en la alta presión monzonal y una ubicación relativamente más al norte de lo normal durante los dos años más activos en comparación con los menos activos.

Índice general

Índice de figuras	XV
Índice de tablas	XVII
1. Introducción	1
1.1. Motivación de la tesis	6
1.2. Objetivos y meta de la tesis	8
1.3. Estructura de la tesis	8
2. Marco teórico	9
2.1. ¿Qué es convección?	9
2.2. ¿Qué es convección aislada?	10
2.3. ¿Qué es convección organizada?	11
2.4. ¿Qué es un MCS?	14
2.4.1. Clasificación de un MCS	15
2.4.2. Inicio de un MCS y las condiciones del ambiente	18
2.4.3. Propagación de un MCS	19
2.4.3.1. Propagación continua	19
2.4.3.2. Propagación discreta	20
2.5. Antecedentes	22
2.5.1. Estudios climatológicos de MCSs	22
2.5.2. MCSs en la región del NAM	23
3. Datos y metodología	27
3.1. Región de Estudio	27
3.2. Monzón de Norteamérica	28
3.3. Datos	31
3.3.1. Satélites meteorológicos	32
3.3.1.1. Transferencia radiativa	32
3.3.1.2. Ley de Planck y Temperatura de Brillo (BT, por sus siglas en inglés)	32
3.3.1.3. Imágenes satelitales <i>GOES</i>	34
3.3.2. Rayos	35

ÍNDICE GENERAL

3.3.2.1.	Carga eléctrica en las nubes de tormenta	35
3.3.2.2.	Tipos de rayos	37
3.3.2.3.	Base de datos de rayos <i>GLD360</i>	37
3.3.3.	Reanálisis ERA5	39
3.4.	Métodos para la identificación y seguimiento de MCSs	39
3.4.1.	Análisis de MCS por imágenes satelitales	39
3.4.2.	Identificación de los MCSs	40
3.4.3.	Seguimiento de los MCSs	42
3.5.	Metodología	45
3.5.1.	Algoritmo de identificación y seguimiento	45
3.5.2.	Seguimiento de los MCSs	46
4.	Resultados y discusión	49
4.1.	Identificación de los MCSs	49
4.2.	Morfología de los MCSs	50
4.3.	Distribución espacial de los MCSs	53
4.4.	Variabilidad temporal de los MCSs	53
4.4.1.	Anualmente	53
4.4.2.	Estacionalmente	56
4.4.3.	Ciclo diurno	59
4.5.	Propagación de los MCSs	61
4.5.1.	Trayectorias	61
4.5.2.	Rapidez de propagación	62
4.6.	Actividad eléctrica de los MCSs	69
4.7.	Condiciones sinópticas	70
4.7.1.	Interanual	70
4.7.2.	Propagación de los MCSs	74
4.8.	Implicaciones de los resultados	77
4.9.	Trabajo a futuro	78
5.	Conclusiones	79
	Bibliografía	83

Índice de figuras

1.1. Distribución global de probabilidad en la frecuencia de ocurrencia de MCSs identificados por TRMM durante diciembre-enero (panel superior) y junio-agosto (panel inferior) de 1998 a 2013. El contorno negro representa las alturas mayores a los 700 metros. Figura modificada de Houze et al. (2015).	5
2.1. Desarrollo de una térmica que lleva calor hacia arriba por convección. Fuente: Ahrens (2015).	9
2.2. Ejemplo de una tormenta de masa de aire. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	11
2.3. Esquema del ciclo de vida de una tormenta de masa de aire. Etapa cumulus (a), etapa de madurez (b) y de disipación (c). Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	11
2.4. Esquema de una tormenta multicélula. Fuente: Stull (2015).	12
2.5. Tormenta supercélula sobre Kansas, E.U. el 8 de mayo de 2001. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	13
2.6. Vista aérea de una tormenta supercélula en el Hemisferio Norte. T indica la posible ubicación de tornados. RFD = corriente descendente del flanco trasero y FFD = corriente descendente del flanco delantero. Fuente: Stull (2015).	13
2.7. Diferencias entre convección aislada y organizada. (Fuente: Moncrieff and Liu (2006))	14
2.8. Modelo conceptual de un MCS. Las líneas sólidas negras indican las corrientes ascendentes y descendentes, las regiones sombreadas oscuras y claras indican áreas de reflectividad del radar intensas e intermedias, respectivamente. Las líneas punteadas negras indican las trayectorias de caída de partículas de hielo. Las letras H y L indican mesoaltas y mesobajas presiones. Fuente: (Houze, 2004).	15
2.9. (a) Idealización de un mapa horizontal de la reflectividad de radar y (b) dividido en región convectiva y estratiforme. (Fuente: Houze (1997))	16

ÍNDICE DE FIGURAS

2.10. Reflectividad de radar durante el ciclo de vida idealizado para las tres categorías de MCS lineales: (a) Estratiforme a la Zaga (TS, en inglés), (b) Estratiforme Adelante (LS, en inglés) y (c) Estratiforme Paralela (PS, en inglés). (Fuente: (Parker and Johnson (2000)))	17
2.11. Efecto de la piscina fría de acuerdo a la etapa de desarrollo de un sistema convectivo. a) Etapa inicial, b) Desarrollo y c) Disipación. (Fuente: Weisman and Rotunno (2004))	20
2.12. Esquema de la generación de una onda de gravedad por un mecanismo externo al MCS. (Fuente: Mapes et al. (2003))	21
3.1. Zona de estudio. La barra de colores representa la elevación del terreno en m s. n. m.	28
3.2. a) Promedio de la precipitación durante junio-septiembre de 1948-2010 en mm y b) Porcentaje de la contribución de la precipitación durante junio-septiembre al total anual. Fuente: Hoell et al. (2016)	29
3.3. Patrón de la altura geopotencial en el nivel de 500 mb para los meses de mayo (a) y junio (b). La barra de colores indica la altura geopotencial en metros. Fuente: Figuras tomadas de la página web: https://www.weather.gov/abq/northamericanmonsoon-intro accesado el 6 de mayo del 2022.	30
3.3. Similar a la Figura 3.3 pero para los meses de julio (c), agosto (d) y septiembre (e).	31
3.4. Regiones del espectro electromagnético. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	32
3.5. Principio físico utilizado en satélites meteorológicos para el canal IR. Fuente: Stull (2015).	34
3.6. Esquema que muestra la distribución de carga eléctrica en una nube de tormenta típica. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	35
3.7. Electrificación de una nube de tormenta según el mecanismo de convección. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	36
3.8. Electrificación de una nube de tormenta según el mecanismo de convección. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).	37
3.9. Tipos de rayos. Fuente: Rakov (2016b).	38
3.10. Histograma de todos los pixeles que caen en el rango de 190 K-240 K durante el periodo de 1995-2017.	42
3.11. Esquema general del algoritmo de identificación y seguimiento de los MCSs. Los datos, procesos y decisiones están representados por paralelogramos, rectángulos blancos y rombo, respectivamente. Adaptación de Schröder et al. (2009)	45
3.12. Esquema general del método de seguimiento de un MCS. Adaptación de Huang et al. (2018)	47
4.1. Esquema general del método de identificación de un MCS. Adaptación de Huang et al. (2018)	50

4.2. Clasificación de un MCS de acuerdo a su excentricidad (ϵ). El evento A ($\epsilon > 0.7$) y los eventos B, C y D ($\epsilon < 0.7$) corresponden a la categoría MCC y PECS, respectivamente	51
4.3. Ubicación espacial de los MCSs de acuerdo a su clasificación. MCC y PECS (panel superior y medio, respectivamente). Panel inferior muestra la orografía de la región (la barra de colores representa la elevación del terreno en metros).	52
4.4. Ubicación de los MCSs durante su etapa inicial. a) Ocurrencia de los MCSs identificados, b) Frecuencia y c) Elevación del terreno. El panel superior y central fueron creados con las coordenadas del centroide de los MCSs en una malla con celdas de 0.25° (~ 28 km x 28 km) y la barra de colores indica la ocurrencia y frecuencia de los MCSs en cada celda de la malla.	54
4.5. MCSs durante 1995 hasta 2017. La barra indica el número de eventos identificados durante los meses del NAM (junio-septiembre). La línea roja representa el valor promedio (número en rojo) de la variabilidad anual de los MCSs durante el periodo de estudio. Los números en negrita representan el total de eventos que ocurrieron en los dos años con mayor y menor actividad de MCSs.	55
4.6. MCSs durante los meses del NAM (junio-septiembre) desde 1995 hasta 2017. La barra indica el número de eventos	57
4.7. Distribución geográfica del inicio de MCSs durante junio-septiembre. La barra de colores representa el número de eventos	58
4.8. Ciclo diurno de los MCSs durante su etapa de iniciación y de terminación panel a y b, respectivamente.	60
4.9. Trayectorias de los MCSs durante 1995-2017 y de acuerdo a su rumbo: Norte, Este, Sur y Oeste corresponden al panel a, b, c y d, respectivamente. El punto rojo (origen) y azul (final) de la trayectoria del MCS. La barra de color representa la elevación del terreno en metros sobre el nivel del mar (msnm).	63
4.10. Trayectorias de MCSs durante 2011-2017. En el panel superior se muestra la Trayectoria 1 para las distintas bandas (A, B y C corresponden a los incisos a, b, y c, respectivamente). En el panel central se encuentra la Trayectoria 2 (Propagación hacia el Norte y Sur corresponden al inciso d y e, respectivamente). El panel inferior representa la Trayectoria 3 para las distintas bandas (A, B y C corresponden a los incisos f, g y h, respectivamente). En todos los paneles, el punto rojo (azul) significa el centroide del MCS durante su etapa inicial (final).	64
4.11. Hovmöller del ciclo diurno de BT durante las Trayectorias 1 y 3 columna izquierda y derecha, respectivamente. Los incisos a y b representan las estimaciones de la velocidad para la Banda A. Mientras que c y d para la Banda B. Finalmente, e y f corresponden a la Banda C. En todos los paneles, la línea negra se utiliza para estimar la rapidez de propagación.	66

ÍNDICE DE FIGURAS

4.12. Diagrama de dispersión del conteo de rayos (escala logarítmica) versus área (escala logarítmica) para todas las trayectorias durante 2011-2017. Etapa 1 (2) corresponde al inciso a (b).	70
4.13. Compuesto de las condiciones sinópticas para el periodo 1995-2017 (panel izquierdo), para los dos años más activos (panel central) y las anomalías de la altura geopotencial en metros (panel derecha). En todos los paneles, las flechas negras representan los vectores del viento. En el panel izquierdo y central, la línea negra representa la altura geopotencial en metros.	72
4.14. Similar a la Figura 4.13, pero para los dos años menos activos.	73
4.15. Compuesto de las condiciones sinópticas para la Trayectoria 1, banda A (panel superior), banda B (panel de en medio) y banda C (panel inferior). En todos los paneles, las flechas negras representan los vectores del viento, la línea negra representa la altura geopotencial en metros y el sombreado indica la humedad específica para los niveles de presión atmosférica en 700 mb (incisos a, d y g), 500 mb (incisos b, e y h) y 200 mb (incisos c, f e i).	75
4.16. Similar a la Figura 4.15 pero para la Trayectoria 2. El panel superior (inferior) representa las condiciones para los MCSs que se dirigen hacia el Norte (Sur).	76

Índice de tablas

3.1. Base de datos, valores umbrales de BT, de área y de la distancia lineal usados en estudios previos de MCSs. Adaptación de Goyens et al. (2012)	41
4.1. Rapidez de propagación usando la técnica 2 (Cambio del centroide) para los MCSs en la Banda A. Promedio y \pm una desviación estándar (). Letra en negrita (<i>itálica</i>) corresponde a la Trayectoria 1 (3).	65
4.2. Similar a 4.1 , pero para MCSs en la Banda B.	67
4.3. Similar a 4.1 , pero para MCSs en la Banda C.	67
4.4. Estimación de la rapidez de propagación para MCSs de la Trayectoria 2 y con dirección hacia el Norte. Promedio y \pm una desviación estándar ().	68
4.5. Similar a 4.4 , pero para MCSs que se dirigen hacia el Sur.	68

Capítulo 1

Introducción

En algunas ocasiones nubes cumulominbus se amalgaman, se organizan y crecen de escala formando un solo sistema de nubes, el cual recibe el nombre de Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés). Este sistema organizado es capaz de producir lluvia en una área contigua de 100 km o más, en al menos una dirección (Houze, 2004). En comparación con una nube de tormenta aislada, un MCS suele tener un ciclo de vida más duradero (desde algunas horas hasta un poco más de un día) y una escala horizontal más grande (entre 100 y 1,000 km). Mediante datos de radar se ha mostrado que la precipitación generada por estos sistemas puede catalogarse en dos regiones: convectiva (lluvia intensa de corta duración) y estratiforme (lluvia ligera pero duradera (McAnelly and Cotton, 1989; Houze et al., 1990; Schumacher and Houze, 2003; Houze et al., 2015).

Los MCSs son de gran importancia, especialmente para las regiones globales de los trópicos y de latitudes medias porque aportan una cantidad significativa (al menos el 50 %) a la precipitación anual en dichas regiones (Nesbitt et al., 2006; Roca et al., 2014; Houze et al., 2015; Utsumi et al., 2017; Kumar et al., 2019; Li et al., 2019). Estos sistemas también son un vínculo importante entre los niveles bajos de la atmósfera y la tropósfera libre, por la capacidad que tienen de redistribuir verticalmente la humedad, el calor y el momentum. Esta redistribución vertical tiene efectos en la circulación de gran escala en la atmósfera tropical (Hartmann et al., 1984; Houze, 1989; Schumacher et al., 2004; Mechem et al., 2006; Yuan and Houze, 2010; Liu et al., 2015; Badlan, 2016). Además, estos sistemas organizados son capaces de generar daños asociados con tiempo severo incluyendo inundaciones repentinas, granizadas, rayos y vientos intensos en la superficie (Schumacher and Johnson, 2005; Houze et al., 2011; Rasmussen et al., 2014; Wiston and Mphale, 2019). La nube yunque-estratiforme ubicada en la parte alta de los MCSs tiene un fuerte impacto en el balance radiativo (Machado and Rossow, 1993; Wilcox and Ramanathan, 2001; Roca et al., 2005).

Diversos estudios han mostrado que hay ciertos factores que afectan la formación de los MCSs incluyendo las condiciones que hay en el ambiente: inestabilidad atmosférica, suficiente humedad en niveles bajos de la tropósfera y un mecanismo de activación (Doswell et al., 1996; Schumacher and Johnson, 2005; Xia et al., 2018). Así como, las

1. INTRODUCCIÓN

condiciones en la superficie del lugar (humedad del suelo; (Taylor et al., 2010; Adler et al., 2011; Birch et al., 2013; Teramura et al., 2019)). Las condiciones atmosféricas, especialmente a escala sinóptica juegan un papel importante en la ocurrencia y la organización de convección en MCSs mediante la advección de los ingredientes atmosféricos antes mencionados (Maddox et al., 1979; Fritsch and Forbes, 2001; Lewis and Gray, 2010). Asimismo, la formación de convección a mesoescala se ve afectada por la topografía del lugar (Chu and Lin, 2000; Zhu and Zhang, 2005; Houze, 2012; Bresson et al., 2012; Rasmussen et al., 2014).

Una vez formados los MCSs, hay varios factores que afectan su desarrollo incluyendo el viento, los procesos internos relacionados con el desarrollo de una piscina fría y de ondas de gravedad (Houze, 2004). En cuanto al primer factor, estudios han mostrado la importancia que tienen los vientos fuertes en niveles bajos (p. ej., el chorro a nivel bajo) en el desarrollo de los MCSs, mediante la advección de aire húmedo y cálido así como un levantamiento persistente a nivel bajo (Moore et al., 2003; Coniglio et al., 2011; Peters and Schumacher, 2014; Yang et al., 2017). Los procesos internos influyen mediante la generación de nueva convección en los alrededores del MCS. La evaporación, la sublimación y el derretimiento de hidrometeoros en la región estratiforme y convectiva del MCS produce una región de aire relativamente frío en comparación con el aire de los alrededores llamada piscina fría. La piscina fría se encuentra en los niveles bajos del MCS resultado de las corrientes descendentes que hay en la región estratiforme y convectiva del MCS. Al llegar a la superficie se esparce como una corriente de densidad, la cual es capaz de levantar aire del ambiente dando como resultado la formación de nuevas nubes que ayudan al mantenimiento de los MCSs (Rotunno et al., 1988; Weisman et al., 1988; Parker and Johnson, 2004a; Bryan et al., 2005). También, estos sistemas organizados pueden llegar a generar ondas de gravedad, las cuales pueden favorecer o suprimir el inicio de convección alrededor del MCS y por ende afectar su desarrollo (Lane and Reeder, 2001; Liu and Moncrieff, 2004; Morcrette et al., 2006; Stechmann and Majda, 2009).

Por otra parte, estudios han encontrado que la cizalladura vertical del viento puede afectar la intensidad y la organización de los MCSs (Weisman and Rotunno, 2004; Coniglio et al., 2006; Takemi, 2006; Hande et al., 2012). Fuerte cizalladura vertical del viento puede ocurrir en diferentes niveles incluyendo los niveles bajos (700-800 hPa), los niveles medios (300-700 hPa) y los niveles altos (200-300 hPa) de la tropósfera (Gyakum and Cai, 1990; Chen et al., 2015). Es ampliamente aceptado que la cizalladura a nivel bajo influye en el inicio y evolución de nubes convectivas debido a la interacción entre ésta y la piscina fría (Weisman and Klemp, 1986; Rotunno et al., 1988; Weisman and Rotunno, 2004). La cizalladura a nivel bajo también es favorable para que los MCSs se organicen de forma lineal o cuasi-lineal (Evans and Doswell, 2001; Richardson et al., 2007; DeLonge et al., 2010). Mientras que la cizalladura a nivel medio puede jugar un rol importante en el mantenimiento de la intensidad y de la organización de los MCSs (Coniglio and Stensrud, 2001; Robe and Emanuel, 2001; Parker and Johnson, 2000; Grant et al., 2020) a causa de su efecto en la dirección de propagación de la piscina fría, p. ej., en ambientes con fuerte cizalladura la piscina fría tiende a propagarse en

dirección transversal a la cizalladura y a favorecer el inicio de convección en el lado de la dirección del vector cizalladura de la piscina fría dando como resultado MCSs orientados perpendicularmente a la cizalladura. Finalmente, fuerte cizalladura en altura puede afectar la estructura y el desarrollo de los MCSs debido al mantenimiento de fuertes corrientes ascendentes y más verticales cercanas al frente de ráfaga de estos sistemas (Parker and Johnson, 2000; Coniglio et al., 2006).

Una vez que inician los MCSs, estos pueden permanecer cuasi-estacionarios o desplazarse (p. ej., más de 100 km en 6 horas; Farfán and Zehnder (1994)). Cuando estos sistemas se propagan lo pueden hacer de manera continua o discreta: el primero ocurre cuando un MCS se dirige hacia donde inicia nueva convección cercana al sistema y se une con ésta. El segundo tipo de propagación sucede cuando nueva convección inicia relativamente lejos del sistema (p. ej., ~ 30 km (Houze, 2004; Fovell et al., 2006)). Estudios argumentan que las piscinas frías juegan un papel importante en la propagación continua (Corfidi et al., 1996; Corfidi, 2003; Bryan et al., 2005; Engerer et al., 2008; Provod et al., 2016; Jeong et al., 2016; Campbell et al., 2017) mientras que las ondas de gravedad afectan la propagación discreta (Schmidt and Cotton, 1990; Mapes, 1993; Mapes et al., 2003; Birch et al., 2013). Más detalles sobre cómo actúan las piscinas frías y las ondas de gravedad en la propagación de los MCSs se verán en la sección 2.4.3.

Además de todo lo mencionado anteriormente, los MCSs pueden tener una variedad de formas resultado de las diversas condiciones del ambiente (Parker and Johnson, 2000; Jirak et al., 2003; Yang et al., 2015; Liu et al., 2021b). Estos sistemas organizados pueden tener una forma circular o elongada llamados Complejo Convectivo de Mesoescala (MCC, por sus siglas en inglés; Maddox (1980)) y Sistema Convectivo Elongado Persistente (PECS, por sus siglas en inglés; Anderson and Arritt (1998)), respectivamente. Los MCCs y PECS incluso pueden ocurrir en una escala horizontal pequeña (Meso- β) (Jirak et al., 2003; Yang et al., 2015). Laing and Fritsch (2000) encontraron que los MCC ocurren generalmente en regiones con una atmósfera muy baroclínica, con valores altos de cizalladura vertical del viento en la tropósfera baja y de Energía Potencial Disponible para Convección (CAPE, por sus siglas en inglés). Mientras que Jirak et al. (2003) encontraron que los PECS, en la región central de los Estados Unidos, ocurren en una atmósfera muy inestable (valores altos de CAPE y valores pequeños del Índice de Levantamiento (LI, por sus siglas en inglés)). Otros estudios también han mostrado que el modo en que se organizan los MCSs puede estar afectado por las distribuciones verticales de la humedad, por la cizalladura vertical del viento y por la inestabilidad de la atmósfera (CAPE) (Rotunno et al., 1988; Laing and Fritsch, 2000; Johnson et al., 2005; Meng et al., 2013; Zheng et al., 2013).

Otra cuestión interesante de los MCSs es que los procesos en la región convectiva y estratiforme son diferentes, pero están interconectados por el flujo que ocurre dentro de estos sistemas organizados (Leary and Houze, 1979; Barnes and Houze, 2014, 2016). En general, se ha documentado que en la región convectiva es donde ocurren las corrientes ascendentes más intensas y hay un calentamiento neto en todos los niveles resultado de la liberación de calor durante la condensación de hidrometeoros en las corrientes ascendentes. Mientras que la región estratiforme tiene un calentamiento en

1. INTRODUCCIÓN

niveles altos y es ahí en donde suele haber un movimiento de aire ascendente y prevalece el proceso de condensación; sin embargo en la tropósfera media y baja ocurre un descenso neto resultado del enfriamiento del aire por el derretimiento y la evaporación de hidrometeoros (Houze, 2004; Schumacher et al., 2004; Houze, 2018). Estos perfiles de calentamiento tienen efectos en el ambiente de gran escala (Hartmann et al., 1984; Mapes, 1993; Mapes and Houze, 1995; Schumacher and Houze, 2003; Tao et al., 2006; Grecu et al., 2009; Liu et al., 2015). Además, los procesos microfísicos (derretimiento y evaporación), especialmente los que ocurren en la región estratiforme, tienen un efecto de intensificación o debilitamiento de la piscina fría. La misma puede influir en la intensidad, en la estructura y en la propagación de los MCSs (Rowe et al., 2012; Grant et al., 2018). Mientras que procesos microfísicos (colisión y coalescencia) tanto en la región convectiva como estratiforme juegan un papel muy importante en la electrificación de los MCSs y por ende en la ocurrencia de rayos asociados con estos sistemas (Saunders, 1993; Berdeklis and List, 2001; Betz et al., 2008; Tsenova et al., 2009).

Por otra parte, fenómenos meteorológicos de escala sinóptica incluyendo ondas del Este (Mathon et al., 2002a; Fink and Reiner, 2003; Schrage et al., 2006), vaguadas (Maddox, 1983; Pytlak et al., 2005; Bieda et al., 2009; Lahmers et al., 2016) y chorros en niveles bajos (Salio et al., 2007; Mohr and Thorncroft, 2006; Jackson et al., 2009) también juegan un papel importante en el inicio y el desarrollo de los MCSs. Esto probablemente se debe a que dichos fenómenos sinópticos favorecen un forzamiento termodinámico y dinámico. Fenómenos sinópticos también juegan un papel importante en la generación de tiempo severo asociado a los MCSs incluyendo la producción de vientos intensos generados por clústers de corrientes descendentes con una longitud de al menos 400 km llamados derechos (Bentley and Mote, 1998; Coniglio et al., 2004), lluvias extremas (Moore et al., 2003; Schumacher and Johnson, 2005), la ocurrencia de rayos Xia et al. (2018) e inclusive en su morfología (Parker and Johnson, 2000; Ribeiro and Seluchi, 2019).

Por todo lo antes mencionado, en muchas partes del mundo los MCSs han sido estudiados con ayuda de datos satelitales y observaciones en tierra. Estos estudios han sido de corto plazo, p. ej., en la región del Norte de África (Mathon and Laurent, 2001; Goyens et al., 2012; Guy et al., 2013; Jackson et al., 2009); la región monzonal de la India y en China, Asia (Zheng et al., 2013; Virts and Houze, 2016; Ai et al., 2016; Chen et al., 2019); en Australia, Oceanía (Mapes and Houze, 1992; Pope et al., 2008, 2009) y en varias regiones de Europa (García-Herrera et al., 2005; Rigo and Llasat, 2007; Lewis and Gray, 2010) y América (Maddox, 1980; Mohr and Zipser, 1996a). También, ha habido estudios de largo plazo, p. ej., en Europa (Morel and Senesi, 2002b), en América (Rehbein et al., 2018) así como en la región tropical y subtropical a nivel global (Huang et al., 2018) (más detalles sobre estos y otros estudios a largo plazo se abordarán en la sección 2.5.1). Gracias a dichos estudios, hoy tenemos un mejor conocimiento de donde y cuando ocurren, su estructura interna. Así como del efecto que tienen estos sistemas organizados en el tiempo meteorológico y en la circulación atmosférica regional y de gran escala. Todo ello ha sido resultado en gran medida de: 1) campañas experimentales y 2) modelación numérica. Entre las campañas podemos

mencionar: el experimento en el Atlántico Tropical (GATE, por sus siglas en inglés) en 1974, el experimento de Respuesta del Sistema Acoplado Océano-Atmósfera para los Océanos Tropicales y la Atmósfera Global (TOGA-COARE, por sus siglas en inglés) en 1992-1993, el experimento del Vórtice Convectivo de Mesoescala y del Eco en Arco (BAMEX, por sus siglas en inglés) en Estados Unidos 2004, entre otras (más detalles: ver (Houze, 2004, 2018)).

Una región del planeta en donde estos sistemas organizados han sido ampliamente estudiados es la región central de los Estados Unidos (Houze, 2018). En dicha zona, mediante datos de radar y/o de satélite se ha podido desarrollar una clasificación de los MCSs de acuerdo a la forma del escudo de la nube o a la ubicación de la región estratiforme con respecto a la región convectiva (Maddox, 1980; Anderson and Arritt, 1998; Jirak et al., 2003). También, se han analizado las características del ambiente y la estructura interna en cada una de las categorías encontradas (Parker and Johnson, 2000; Jirak et al., 2003; Parker and Johnson, 2004b); las condiciones del ambiente que favorecen su inicio, que afectan su evolución, su propagación y su duración (Corfidi, 2003; Coniglio et al., 2010; Schumacher and Johnson, 2005; Yang et al., 2017; Feng et al., 2019). Otra región del continente americano con características orográficas similares (topografía plana) es la zona de la Amazonia en Brasil, donde varios estudios han ayudado a conocer la distribución temporal y espacial así como la actividad eléctrica de los MCSs que ahí ocurren (Laurent et al., 2002; Mattos and Machado, 2011; Rehbein et al., 2018). Una de las campañas que se ha hecho en dicho país fue el experimento de la Campaña Atmosférica de Mesoescala en la Época Húmeda del Experimento de Gran Escala en la Biosfera-Atmósfera de la Amazonia (WETAMC/LBA, por sus siglas en inglés) en 1999 (Silva Dias et al., 2002).

Otra región de América, donde suelen ocurrir MCSs es la zona de la cuenca de la Plata, las Sierras de Córdoba y en en los Andes (Houze et al., 2015). A diferencia de las zonas antes mencionadas, esta área se caracteriza por tener orografía compleja. Ahí, se ha llevado a cabo recientemente (2018-2019) una campaña llamada RELAMPAGO (Nesbitt et al., 2021). Dicha campaña contó con una gran instrumentación como: radares terrestres móviles, radiosondeos, torres de eddy covariancia, lidar, entre otros instrumentos (más detalles ver (Nesbitt et al., 2021)). Con todo ello se ha podido estudiar diversas características de los MCSs incluyendo su inicio, organización, intensificación y propagación, así como el estudio de la generación de tiempo severo (producción de rayos, granizo, vientos intensos y precipitación) asociado con estos sistemas organizados (Demaria et al., 2011; Rasmussen et al., 2016; Mulholland et al., 2018, 2019; Trapp et al., 2020; Zhang et al., 2021; Pal et al., 2021).

Una área similar (topografía compleja) pero en el hemisferio norte y donde hay una mayor probabilidad de ocurrencia de MCSs durante los meses de verano en comparación con los meses de invierno es el Noroeste de México (Figura 1.1). Es en verano, desde finales de junio hasta mediados de septiembre, cuando el Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) domina la circulación atmosférica y el tiempo meteorológico (Douglas et al., 1993; Adams and Comrie, 1997) en dicha región de México. Los MCSs son una parte integral del NAM y de gran importancia para el recurso hídrico en

1. INTRODUCCIÓN

dicha región del país porque aportan hasta el $\sim 75\%$ de la precipitación durante el verano (Lang et al., 2007; Pereira, 2008). Estos sistemas organizados también son capaces de generar tiempo severo incluyendo rayos, granizadas, vientos intensos en superficie e inundaciones repentinas (Mazon et al., 2016; Luong et al., 2017).

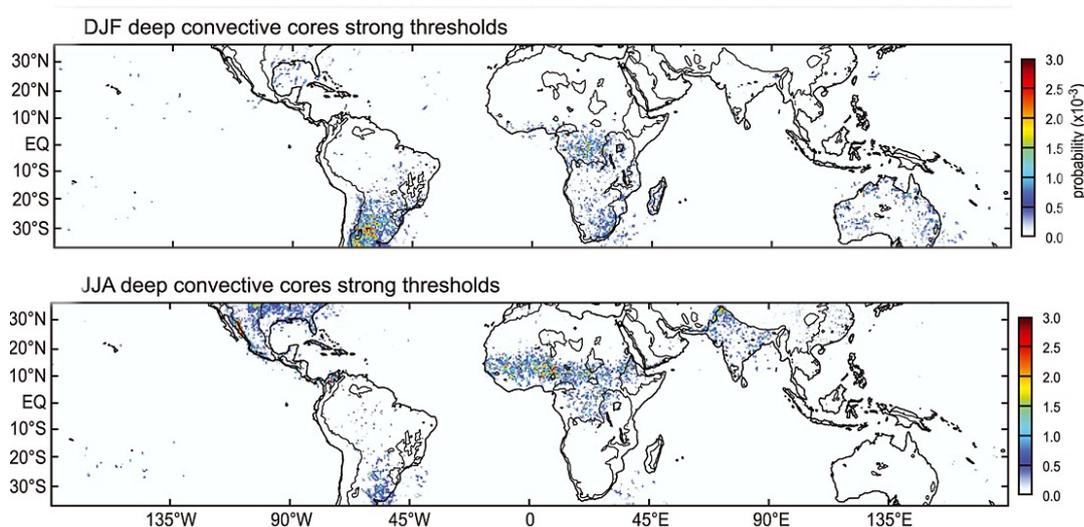


Figura 1.1: Distribución global de probabilidad en la frecuencia de ocurrencia de MCSs identificados por TRMM durante diciembre-enero (panel superior) y junio-agosto (panel inferior) de 1998 a 2013. El contorno negro representa las alturas mayores a los 700 metros. Figura modificada de Houze et al. (2015).

El noroeste de México por su topografía compleja representa un reto para los estudios que buscan mejorar el entendimiento del inicio, desarrollo y la organización de convección (p. ej., MCSs). Por este motivo, desde hace varias décadas se han llevado a cabo diversas campañas: en 1990 el proyecto conjunto “Transporte Atmosférico de Vapor de Agua y su relación con el campo de precipitación de verano en el desierto SONorensense” (TRAVASON) y el “Proyecto del Área Suroeste del Monzón” (SWAMP, por sus siglas en inglés) (Reyes et al., 1994). En 2004 el “Experimento del Monzón de Norteamérica” (NAME, por sus siglas en inglés; (Higgins et al., 2006; Higgins and Gochis, 2007)) y en 2006 el proyecto “Fotogrametría Cumulus, Observaciones In-situ y Doppler” (CuPIDO, por sus siglas en inglés; (Zehnder et al., 2006; Damiani et al., 2008). Recientemente el “Experimento del Transecto Sistema GPS del NAM de 2013” (Serra et al., 2016)) y el “Experimento GPS Hidrometeorológico de 2017” (Adams et al. 2020).

TRAVASON/SWAMP fue un esfuerzo binacional (México/EEUU) para investigar los MCSs y los mecanismos de escala sinóptica que controlan el flujo de humedad durante el NAM. NAME ha sido el experimento más completo en las últimas décadas donde hubo estaciones meteorológicas, radares, perfiladores de viento, radiosondeos,

pluviómetros y otros instrumentos (más detalles ver (Higgins et al., 2006)). NAME se llevó a cabo con el fin de comprender mejor los procesos meteorológicos que ocurren durante el NAM. Entre los objetivos principales de esta campaña, se encontraban: 1) entender el ciclo diurno de precipitación como función de la topografía de la Sierra Madre Occidental (SMO), 2) entender la iniciación, formación y propagación de los sistemas convectivos como función del ambiente termodinámico y de la dinámica a gran escala y 3) los procesos de microfísica de nubes y su relación con la topografía (Higgins and Gochis, 2007; Nesbitt et al., 2008; Pereira, 2008; Rowe et al., 2008, 2012). Mientras que el experimento CuPIDO se enfocó en estudiar las condiciones termodinámicas durante eventos convectivos en el sur de Arizona con el fin de entender el ciclo de vida de convección sobre terreno elevado. Entre los objetivos principales del Transecto GPS de 2013 fueron el entendimiento del ciclo diurno y de la convección sobre la SMO en términos del Vapor de Agua Precipitable (PWV, por sus siglas en inglés) y el uso de PWV estimado con GPS en modelos numéricos. El experimento GPS Hidrometeorológico estuvo dirigido fundamentalmente al estudio de las fuentes de vapor de agua en la región del NAM.

Con base en dichas campañas se ha documentado que el ciclo diurno de la actividad convectiva tiene una fuerte dependencia con la topografía. Durante la tarde típicamente en los sitios más altos de la SMO convección inicia, pero en algunas ocasiones ésta es capaz de organizarse y formar un MCS en las laderas de la SMO. Este sistema organizado suele propagarse hacia el Golfo de California (GoC) y durante su propagación es capaz de producir lluvia intensa en los terrenos más bajos de Sonora y Sinaloa (Lang et al., 2007, 2010; Rowe et al., 2008; Nesbitt et al., 2008; Rowe et al., 2012). Sin embargo, Lang et al. (2007) encontraron que los MCSs también pueden propagarse en otras direcciones. Estudios previos han encontrado que un incremento en los vientos del este a nivel medio y en la cizalladura vertical del viento pueden promover el desarrollo de MCSs (Smith and Gall, 1989; Farfán and Zehnder, 1994; Pereira, 2008; Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012). De igual manera, que fenómenos de escala sinóptica, especialmente, vaguadas invertidas favorecen el inicio de MCSs resultado del aumento de la inestabilidad en la atmósfera así como de la intensificación del flujo a nivel medio y de la cizalladura vertical del viento (Pytlak et al., 2005; Bieda et al., 2009; Finch and Johnson, 2010; Newman and Johnson, 2012). Mientras que otras investigaciones hacen referencia a la formación de una piscina fría como el mecanismo que probablemente explica mejor la formación de nueva convección en el límite delantero del MCS y su propagación (Lang et al., 2007; Rowe et al., 2012). De acuerdo con lo antes mencionado, en la región del NAM se ha avanzado significativamente en el entendimiento de ciertas características de los MCSs que ahí ocurren. Aunque, son pocos los estudios climatológicos sobre MCSs en esta zona de México. Recientemente, Farfán et al. (2020) analizaron ciertas características de los MCSs (ciclo diurno y precipitación) que ocurrieron durante el verano desde 2009 hasta 2018, así como un caso de estudio, en la región sur del NAM.

1.1. Motivación de la tesis

Un motivo que ha llevado a la realización de este estudio es que las campañas y estudios en el noroeste de México antes mencionados han sido de corto plazo (un verano), excepto el de [Farfán et al. \(2020\)](#) (10 veranos). Por lo tanto, en esta región del país no hay tantas bases de datos de largo plazo sobre ciertas características de los MCSs incluyendo su forma, distribución temporal (variación interanual, estacional y su ciclo diurno) y espacial (lugares donde suelen iniciar y disipar).

Otro motivo para llevar a cabo estudios climatológicos de MCSs es la necesidad de tener bases de datos con las cuales se pueda analizar los cambios que han habido en ciertas características de los MCSs (frecuencia, tamaño, organización y rapidez de movimiento) en las últimas décadas; no solo en Estados Unidos ([Feng et al., 2016](#); [Hu et al., 2020](#)) sino en otras partes del mundo. Si los modelos climáticos pueden representar dichos cambios, habrá una mayor confianza en las proyecciones en el contexto de cambio climático sobre la frecuencia, tamaño, organización y rapidez de movimiento de los MCSs ([Prein et al., 2017](#); [Haberlie and Ashley, 2019a](#)). Dichas proyecciones siguen siendo un reto por las limitaciones que tienen los modelos climáticos en resolver adecuadamente procesos microfísicos a mesoescala que ocurren en los MCSs ([Déqué et al., 2007](#); [Prein et al., 2020](#); [Gutowski et al., 2020](#)).

Además de lo antes mencionado, cuestiones sobre la naturaleza de estos sistemas organizados en regiones tropicales y sub-tropicales, su morfología, los mecanismos que favorecen su propagación y bajo que condiciones de escala sinóptica ocurren siguen siendo tema de investigación, especialmente estudios a largo plazo y en regiones con orografía compleja ([Houze, 2004, 2018](#)). El presente trabajo también es un estudio a largo plazo de los MCSs, sin embargo a diferencia de [Farfán et al. \(2020\)](#) nuestra región de estudio está ubicada más al norte (región central del NAM) y para un periodo mayor a 10 veranos. Y nos enfocaremos en estudiar la morfología, la dirección y velocidad de propagación, al igual que la intensidad de los MCSs. Los resultados obtenidos serán de gran ayuda para evaluar el desempeño de modelos numéricos (global y de alta-resolución) en la predicción y el pronóstico de MCSs (p. ej., su dirección y velocidad de propagación; ([Fritsch and Carbone, 2004](#); [Zhang et al., 2006](#); [Sukovich et al., 2014](#); [Pinto et al., 2015](#); [Herman and Schumacher, 2016](#); [Ahijevych et al., 2016](#)). De igual manera, los resultados obtenidos serán de gran importancia para la región del NAM donde modelos numéricos tienen dificultades en replicar el ciclo diurno de los MCSs en la SMO ([Pascale et al., 2019](#); [Risanto et al., 2019, 2021](#)).

Nosotros estudiaremos los MCSs durante la época de verano (junio-septiembre) y para un periodo a largo plazo (23 años) desde 1995 hasta 2017. Para su detección y su dirección de trayectoria se utilizarán imágenes satelitales del canal infrarrojo ($10.7 \mu m$) obtenidas por el Satélite Geoestacionario Operacional Ambiental (GOES, por sus siglas en inglés). Una vez identificados estos sistemas organizados, se estimará la velocidad de propagación mediante dos técnicas (Hovmöller y cambio del centroide) y con ésta se puede determinar de manera indirecta el mecanismo que favorece el desplazamiento de los MCSs. Por otra parte, datos de rayos de la Base de Datos Global GLD360 de Vaisala

serán de gran utilidad para estudiar la intensificación de estos sistemas organizados. Mientras que datos de reanálisis ERA5 servirán para estudiar las condiciones de la atmósfera en dos casos extremos (años con muchos y pocos eventos) y en las distintas trayectorias. Vientos en ERA5 nos ayudarán a estimar la propagación de los MCSs por advección y determinar si tiene importancia o no.

1.2. Objetivos y meta de la tesis

Este trabajo tiene por objetivo realizar la primera climatología de los MCSs en la región central del NAM (noroeste de México), con la finalidad de conocer mejor su frecuencia de ocurrencia, su distribución temporal (a que hora inician y se disipan), su distribución espacial (en que lugares suelen ocurrir) y su morfología.

Otros objetivos son:

- Investigar de manera indirecta el mecanismo que mejor explica la propagación de los MCSs.
- Averiguar la variabilidad interanual e intraestacional de los MCSs.
- Entender las condiciones sinópticas que favorecen eventos extremos (Años con muchos o pocos eventos) .
- Conocer la intensificación de los MCSs a partir de su actividad eléctrica (rayos).

Con los objetivos antes mencionados se cumplió la meta de esta tesis (publicación de un artículo, ver ([Ramos-Pérez et al., 2022](#))).

1.3. Estructura de la tesis

En el primer capítulo, se ha hablado de manera general sobre los MCSs en regiones de latitud media y tropicales así como en la región del NAM. En el segundo capítulo, se describirá al MCS incluyendo su definición, clasificación, los mecanismos que afectan su desarrollo y propagación. Además, se presentará un resumen de los trabajos que han antecedido y motivado al presente estudio. En el capítulo 3, se definirá la zona de estudio, los datos utilizados y las metodologías empleadas en la identificación y el seguimiento de los MCSs. Mientras que en el capítulo 4 se muestran y discuten los resultados obtenidos sobre su distribución temporal y espacial, propagación y actividad eléctrica. En el último capítulo, se hablan de las conclusiones obtenidas en el presente trabajo.

Capítulo 2

Marco teórico

En esta sección se presentará una descripción básica de lo que es convección atmosférica aislada y organizada. También se explicará el fenómeno meteorológico de interés (MCS) incluyendo su definición, su clasificación, los mecanismos que afectan su desarrollo y su propagación. Finalmente, se hará un resumen de los estudios sobre MCSs a largo plazo y en la región del Noroeste de México.

2.1. ¿Qué es convección?

Es uno de los principales mecanismos para la transferencia de calor en la atmósfera, los otros dos son la radiación y la conducción. En la Figura 2.1 se puede observar un ejemplo de convección, en un día soleado y cálido ciertas superficies del suelo absorberán más radiación proveniente del sol que otras dando como resultado un calentamiento del aire desigual. El aire más cálido se expandirá y será menos denso que el aire relativamente más frío de los alrededores con lo cual ascenderá. El ascenso de estas burbujas de aire más cálido es conocido como térmicas y de esta manera se transfiere calor hacia arriba a la atmósfera (Agee, 1984).

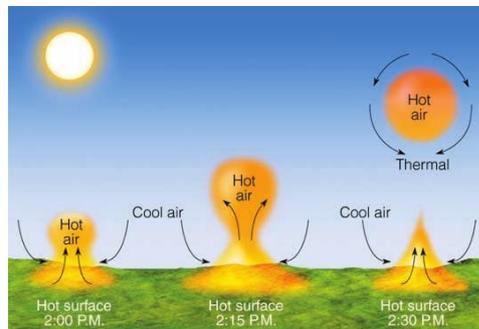


Figura 2.1: Desarrollo de una térmica que lleva calor hacia arriba por convección. Fuente: Ahrens (2015).

Emanuel (1994) define a convección como aquellos movimientos que pueden ser atribuidos a la acción de un campo gravitacional estacionario o a las variaciones de densidad en un fluido. Ésta ocurre, principalmente, cuando las regiones calientes (menos densas) del fluido ascienden y las más frías (más densas) descienden dando como resultado movimientos circulares dentro del fluido. Con respecto a la atmósfera, convección se considera como aquel movimiento vertical debido a un gradiente de densidad (a menudo descrito con un gradiente de temperatura o temperatura virtual cuando se toma en cuenta el vapor de agua). Si el contenido del vapor de agua llega a condensarse, este movimiento vertical da como resultado la formación de nubes (**Stevens, 2005**). Convección se puede clasificar en, aislada u organizada.

2.2. ¿Qué es convección aislada?

Convección aislada consiste en movimientos verticales de pequeña escala (~ 10 kilómetros). Convección aislada tiene únicamente efectos locales, es relativamente estacionaria siendo solo advectada por el viento promedio. La Figura 2.2 muestra un ejemplo de convección aislada como lo son las pequeñas nubes cumulonimbus aisladas llamadas tormenta de masa de aire. Este tipo de tormentas suele estar asociadas con el aire húmedo y cálido en los meses de verano. Generalmente, este tipo de tormenta se produce por la tarde en respuesta a la insolación y se disipan con bastante rapidez después de la puesta del sol (**Kingsmill, 1991**). A finales de la década de 1940s se llevó a cabo en Florida y Ohio una campaña de campo llamada “Thunderstorm Project” donde el principal objetivo fue el estudio de las tormentas de masa de aire (**Byers and Braham, 1949**). De los datos recopilados se pueden crear un modelo del ciclo de vida de este tipo de convección aislada como se muestra en la Figura 2.3. Durante la primera etapa (cumulus) se forma una nube cumulus resultado de la condensación de una parcela de aire húmedo y cálido, dicha nube se caracteriza por tener corrientes ascendentes (Figura 2.3a). Es hasta la etapa de maduración cuando la nube ya tiene ambas corrientes, ascendentes y descendentes, produce lluvia y el tope de la nube llega hasta la tropopausa tomando la forma de un yunque resultado de la propagación horizontal de los cristales de hielos por los vientos en niveles altos (Figura 2.3b). Durante su última etapa (disipación, Figura 2.3c) la tasa de precipitación disminuye, las corrientes ascendentes se debilitan por la falta de ingreso de aire húmedo y cálido, siendo las corrientes descendentes las que dominan dentro de la nube (**Byers and Braham, 1949; Mull and Rao, 1950; Kingsmill, 1991**).



Figura 2.2: Ejemplo de una tormenta de masa de aire. Fuente: [Wallace and Hobbs \(2006\)](#).

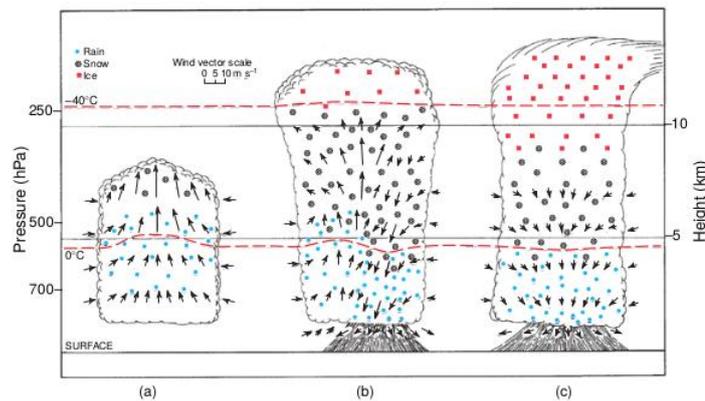


Figura 2.3: Esquema del ciclo de vida de una tormenta de masa de aire. Etapa cumulus (a), etapa de madurez (b) y de disipación (c). Fuente: [Wallace and Hobbs \(2006\)](#).

Tormentas de masa de aire (convección aislada) suelen tener un ciclo de vida corto (30-60 minutos), ya que al no haber cizalladura del viento las corrientes descendentes obstruyen el ingreso de aire cálido y húmedo de la superficie el cual sirve como combustible para la tormenta de masa de aire ([Weisman and Klemp, 1986](#); [Moncrieff and Liu, 2006](#)). Este tipo de convección es bastante diferente de la convección organizada (p.ej., tormentas multicélula, supercélula y MCS).

2.3. ¿Qué es convección organizada?

Convección aislada, dadas las condiciones atmosféricas adecuadas, se puede agrupar dando como resultado convección organizada. Algunas de las características de este tipo

2. MARCO TEÓRICO

de convección incluyen circulaciones coherentes, interacciones con el flujo del ambiente e inclusive es capaz de desplazarse. Convección organizada tiene un ciclo de vida más duradero (desde un par de horas hasta un poco más de un día) en comparación con convección aislada (menos de una hora) (Moncrieff, 2004). Un ejemplo son las tormentas multicélula las cuales se caracterizan por tener una sucesión de células cada una está en una etapa diferente de su ciclo de vida. En la Figura 2.4, la célula 1 se encuentra en la etapa de disipación, la célula 2 en la etapa de madurez y la célula 3 y 4 están en la etapa cumulus. Las nuevas células tienden a formarse a lo largo del frente de ráfagas que avanza, ayudando al desarrollo de la tormenta multicélula. Las primeras células, es decir, las más antiguas se extinguen a medida que caen detrás del frente de ráfagas y quedan rodeadas por una corriente de aire descendente más fría y densa (Fovell and Dailey, 1995; Lin et al., 1998). Este tipo de convección organizada suele formarse en regiones con una cizalladura vertical del viento moderada a fuerte. Este tipo de cizallamiento hace que la célula dentro de la tormenta se incline de tal manera que la corriente ascendente no choca con la corriente descendente como sucede en convección ordinaria sino que sube y supera a la corriente descendente. Otra diferencia con convección aislada es que las corrientes descendentes no cortan el suministro de aire cálido, húmedo y por ende las tormentas multicélula pueden sobrevivir más tiempo (Fovell and Dailey, 1995; Fovell and Tan, 1998).

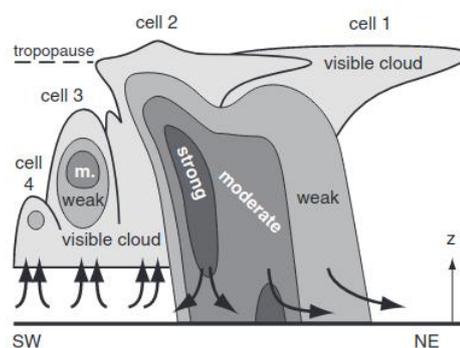


Figura 2.4: Esquema de una tormenta multicélula. Fuente: Stull (2015).

Otro ejemplo de convección organizada son las tormentas supercélula, al igual que las tormentas multicélula, se forman en ambientes con fuerte cizalladura vertical del viento. El efecto de dicha cizalladura es la formación de una corriente ascendente rotatoria la cual distingue a una tormenta supercélula de otro tipo de convección organizada (Figura 2.5; (Klemp et al., 1981; Houze and Hobbs, 1982)). En la Figura 2.6, se muestran algunas de sus características; por ejemplo, la precipitación que cae al frente de la supercélula arrastra aire consigo y hace que éste se enfrie por la evaporación y sublimación de los hidrometeoros. Esto provoca una corriente descendente de aire llamada corriente descendente del flanco delantero (FFD, por sus siglas en inglés) (Figura 2.6). Cuando este aire frío toca el suelo, se esparce como una corriente de gravedad

cuyo borde delantero se llama frente de ráfaga (flanco delantero). Este frente de ráfaga ayuda a desviar el aire de la capa límite hacia la corriente ascendente principal y puede crear nubes cumulus. Debido a la rotación de toda la corriente ascendente, la región de precipitación a menudo se desplaza en sentido contrario a las agujas del reloj alrededor de la corriente ascendente para las supercélulas del Hemisferio Norte. Esto se ve en el radar meteorológico como un eco en forma de gancho o “hook echo” (Figura 2.6). Por otra parte, cuando vientos en la tropósfera alta chocan con la parte trasera de la tormenta supercélula son desviados hacia abajo dando como resultado una corriente descendente del flanco trasero (RFD, por sus siglas en inglés). Si el aire de la tropósfera alta que ingresa a la supercélula es seco aumentaría la evaporación de los hidrometeoros y enfriaría el aire. Esto intensificaría a la RFD de tal manera que al llegar a la superficie se extendería como una corriente de gravedad cuyo borde delantero es llamado frente de ráfaga (flanco trasero) (Klemp et al., 1981; Houze and Hobbs, 1982; Beatty et al., 2008). Otro tipo de convección organizada donde también hay circulaciones complejas son los MCSs los cuales son el tema central de este estudio y se describirán a continuación. En la Figura 2.7 (Moncrieff and Liu, 2006) se muestran las diferencias más significativas entre los dos tipos de convección.



Figura 2.5: Tormenta supercélula sobre Kansas, E.U. el 8 de mayo de 2001. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).

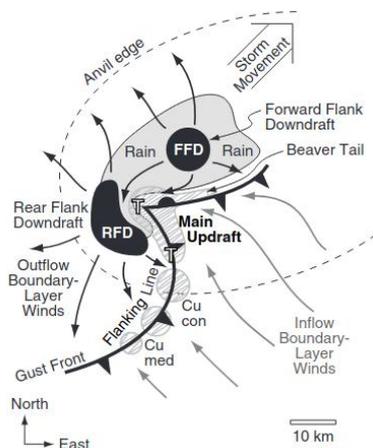


Figura 2.6: Vista aérea de una tormenta supercélula en el Hemisferio Norte. T indica la posible ubicación de tornados. RFD = corriente descendente del flanco trasero y FFD = corriente descendente del flanco delantero. Fuente: [Stull \(2015\)](#).

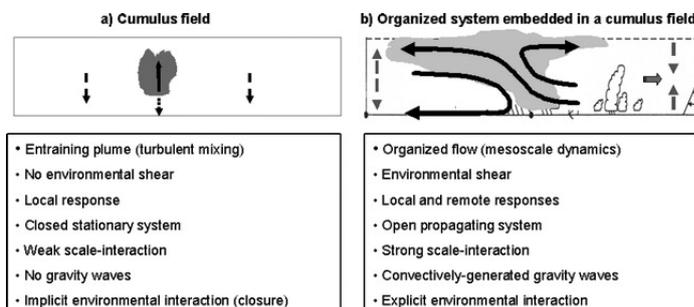


Figura 2.7: Diferencias entre convección aislada y organizada. (Fuente: [Moncrieff and Liu \(2006\)](#))

2.4. ¿Qué es un MCS?

Una definición general y ampliamente utilizada en la comunidad meteorológica es la propuesta por [Houze \(1993\)](#): “Un MCS es un grupo de nubes cumulonimbus con una área contigua de precipitación de al menos 100 km en una o más direcciones”. Los MCSs ocurren a nivel global, principalmente, en regiones tropicales, subtropicales y en latitudes medias ([Mohr and Zipser, 1996a,b](#); [Yuan and Houze, 2010](#)). Los MCSs son muy importantes para el recurso hídrico en estas regiones del planeta por la cantidad de lluvia que pueden llegar a generar. También, son capaces de generar daños asociados con tiempo severo incluyendo inundaciones repentinas, granizadas, rayos, vientos intensos

e inclusive tornados (Houze, 2004, 2018). Finalmente, los MCSs tienen un impacto en la circulación a gran escala a través de la redistribución de momentum, calor y vapor de agua (Houze, 2004, 2018). Los efectos antes mencionados se deben a la compleja estructura interna que tienen los MCSs (Figura 2.8). En la región convectiva se pueden observar fuertes corrientes ascendentes resultado de la convergencia de flujo en niveles bajos. Dichas corrientes son capaces de alcanzar la tropopausa formando una nube yunque y favorecen el desarrollo de células convectivas. También existen corrientes descendentes en niveles bajos generadas por la precipitación intensa que ocurre en esta región del MCS (Figura 2.8). La región estratiforme se caracteriza por tener en niveles altos un flujo de mesoescala delante-hacia-atrás que ingresa aire húmedo y cálido de la capa límite el cual ha ascendido y pasado a través de la región convectiva (Figura 2.8). Por debajo de dicho flujo hay corrientes descendentes generadas por la sublimación, derretimiento y evaporación de la precipitación que cae desde niveles altos. Asimismo, hay un flujo de entrada descendente el cual puede llegar a intensificar dichas corrientes descendentes si el aire que ingresa al sistema es seco. Las corrientes descendentes en la región estratiforme fluyen hacia la región convectiva donde se pueden unir con las corrientes descendentes que ahí ocurren. La interacción entre dichas corrientes da como resultado un incremento en el empuje del aire hacia la corriente ascendente y por ende un incremento en la convergencia (Figura 2.8). Ambas regiones (convectiva y estratiforme) se caracterizan también por tener una región de aire relativamente frío llamada “piscina fría” resultado del enfriamiento latente de los hidrometeoros que caen desde niveles altos y medios del MCS (Houze, 2004, 2018).

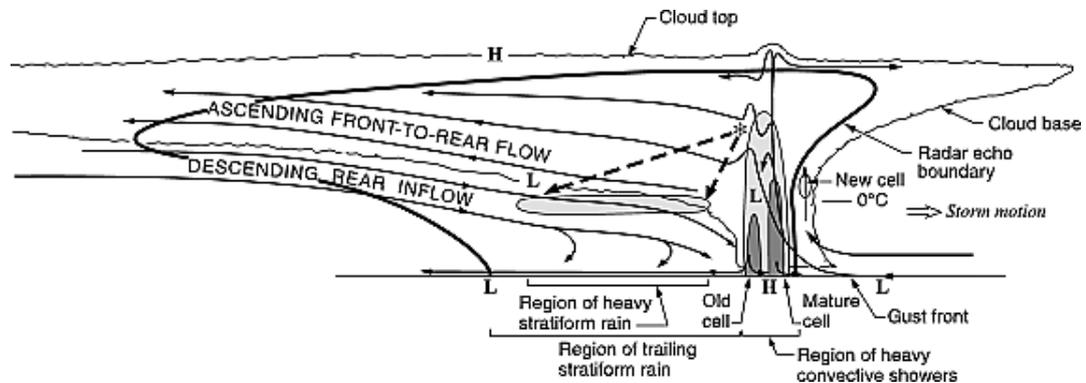


Figura 2.8: Modelo conceptual de un MCS. Las líneas sólidas negras indican las corrientes ascendentes y descendentes, las regiones sombreadas oscuras y claras indican áreas de reflectividad del radar intensas e intermedias, respectivamente. Las líneas punteadas negras indican las trayectorias de caída de partículas de hielo. Las letras H y L indican mesoaltas y mesobajas presiones. Fuente: (Houze, 2004).

En las siguientes secciones, se hablará sobre algunas características como son su clasificación, los factores que afectan su duración, morfología, tamaño y propagación.

La mayoría del conocimiento de dichas características de los MCSs se ha realizado en los últimos 40 años con la aplicación del radar en la meteorología, el desarrollo de satélites meteorológicos, la realización de campañas de campo y simulaciones con modelos numéricos del tiempo y del clima (globales y regionales) (Houze, 2004, 2018).

2.4.1. Clasificación de un MCS

Mediante datos de radar se ha mostrado que la precipitación generada por los MCSs puede catalogarse en dos regiones: convectiva (lluvia intensa de corta duración) y estratiforme (lluvia ligera pero duradera) (McAnelly and Cotton, 1989; Houze et al., 1990; Schumacher and Houze, 2003; Houze et al., 2015) (Figura 2.9). La región convectiva se caracteriza por tener corrientes ascendentes intensas, corrientes descendentes asociadas con la precipitación intensa que ocurre en niveles bajos del sistema, por núcleos convectivos de gran desarrollo vertical y por cubrir una área más pequeña en comparación con el área estratiforme (McAnelly and Cotton, 1989; Houze et al., 1990). Por otro lado, la región estratiforme se caracteriza por tener una nube estratiforme formada por la unión de los yunques de todos los núcleos convectivos. En la parte alta de la nube estratiforme hay una región de ascenso asociada a la acumulación de núcleos convectivos que se han debilitado. Sin embargo, en la parte baja de la nube estratiforme ocurren corrientes descendentes generadas principalmente por el derretimiento, sublimación y evaporación de los hidrometeoros que están cayendo desde la parte alta de la nube estratiforme del MCS (Houze et al., 1989; Yuter and Houze, 1995a,b; Houze, 1997).

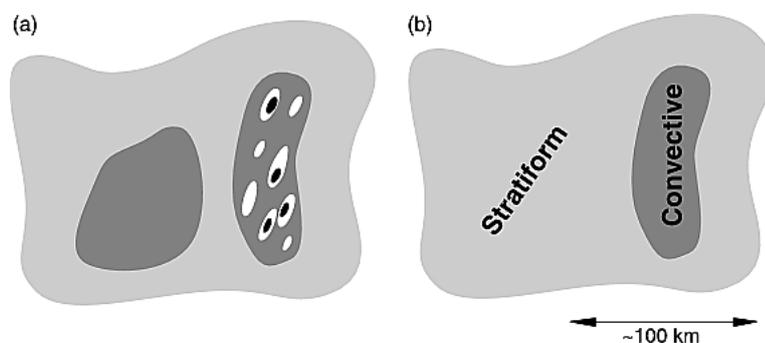


Figura 2.9: (a) Idealización de un mapa horizontal de la reflectividad de radar y (b) dividido en región convectiva y estratiforme. (Fuente: Houze (1997))

Una manera de clasificar los MCSs es mediante la ubicación de la región estratiforme en relación con la región convectiva. Parker and Johnson (2000), mediante datos de radar, encontraron en la región central de Estados Unidos tres categorías de MCSs lineales (Figura 2.10). Dichas categorías siguen llamándose hasta hoy: Estratiforme Adelante (LS, por sus siglas en inglés), Estratiforme Paralela (PS, por sus siglas en inglés) y Estratiforme a la Zaga (TS, por sus siglas en inglés). La categoría TS ocurre cuando la región estratiforme se ubica a la zaga de la línea convectiva principal. LS

indica que la precipitación estratiforme está adelante de la línea convectiva la cual tiende a ser más débil en comparación con los casos TS. En PS la región estratiforme se ubica en alguno de los extremos de la línea convectiva (Figura 2.10). Ellos encontraron que en esta región del mundo la mayoría de los MCSs suelen ser de la categoría TS (60 %). Las categorías LS y PS suelen ocurrir con una frecuencia del 20 % cada una.

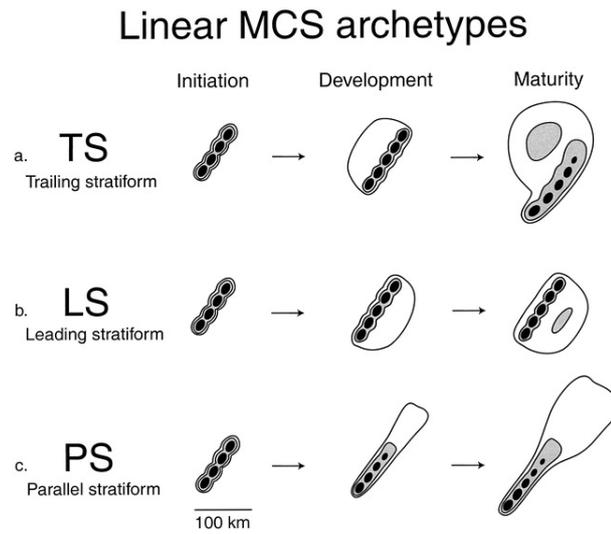


Figura 2.10: Reflectividad de radar durante el ciclo de vida idealizado para las tres categorías de MCS lineales: (a) Estratiforme a la Zaga (TS, en inglés), (b) Estratiforme Adelante (LS, en inglés) y (c) Estratiforme Paralela (PS, en inglés). (Fuente: (Parker and Johnson (2000)))

Sin embargo, los MCSs también se pueden clasificar con base en otras características incluyendo la morfología de la línea convectiva, la forma del escudo de nube y las condiciones del ambiente. Parker and Johnson (2000) categorizaron a los MCSs como “lineales o no lineales” así como “sector cálido y no cálido”. Para que un MCS sea considerado lineal, la línea convectiva identificada en la reflectividad de radar puede tener la forma de una línea recta o un arco ligeramente curvado, dicha línea tiene que ser casi contigua, compartir un límite adelante en común y moverse como un todo. Un MCS sector cálido (WS, por sus siglas en inglés) es aquel que ocurre en una región donde el aire es cálido, húmedo e inestable y está delimitado por frentes sinópticos (p.ej., un frente frío). Por otra parte, un MCS sector no-cálido (no-WS) es aquel que ocurre en el sector frío de un frente estacionario o cálido. De acuerdo a la forma del escudo de nube, los MCSs pueden ser circulares p.ej., MCC (Maddox, 1980) o elongados tal como los PECS ((Anderson and Arritt, 1998)). Jirak et al. (2003) mediante imágenes satelitales mostraron que estas dos categorías de forma pueden a su vez ser clasificadas de acuerdo a su escala de tamaño (Ver Tabla 2 en Jirak et al. (2003)). A los MCSs pequeños, ellos los nombraron Sistemas Convectivos Circulares meso- β ($M\beta$ CCSs) y Sistemas Convectivos

Elongados meso- β ($M\beta$ ECSs). Éstos tienen una duración de tres horas con ecos de radar de al menos 100 kilómetros en longitud horizontal (Jirak et al. (2003)). Ellos encontraron que dos tercios del total de los MCSs en su estudio pertenecen a la categoría de mayor tamaño (MCCs y PECs) y que estos sistemas son los que producen más tiempo severo y precipitación en comparación con los MCSs más pequeños ($M\beta$ CCSs y $M\beta$ ECSs). Gran parte de estos estudios de clasificación (morfología) de los MCSs se han llevado a cabo en regiones donde la topografía compleja no es un factor como lo es la región central de los Estados Unidos. La forma en que se agrupan, el lugar donde inician y hacia donde se dirigen las células convectivas en la región convectiva del MCS son factores que pueden favorecer la ocurrencia de lluvias intensas en ciertas zonas de estos sistemas organizados (Parker and Johnson, 2000, 2004b; Schumacher and Johnson, 2005).

2.4.2. Inicio de un MCS y las condiciones del ambiente

Las condiciones del ambiente para el inicio de convección, en general, incluyen la inestabilidad de la atmósfera, suficiente humedad en niveles bajos y algún tipo de forzamiento dinámico (Doswell et al., 1996; Schumacher and Johnson, 2005; Xia et al., 2018). Cómo ya se mencionó previamente, los MCSs son un tipo de convección organizada y las condiciones del ambiente en los que se forman pueden variar ampliamente resultado de los diferentes mecanismos de forzamiento. Jirak and Cotton (2007) encontraron que en la región central de los Estados Unidos, hay condiciones que están presentes durante la etapa inicial en la mayoría de los MCSs incluyendo el desarrollo de una atmósfera inestable y de cizalladura del viento en la región corriente arriba (hacia el origen del flujo) de una dorsal en altura, así como valores altos de helicidad relativa a la tormenta ($> 60 m^2 s^{-2}$). Otros estudios han mostrado que las condiciones del ambiente a escala sinóptica también influyen en el inicio de los MCSs a causa del efecto significativo en el aumento del movimiento ascendente, del flujo de humedad y de la inestabilidad en la atmósfera (Lewis and Gray, 2010; Peters and Schumacher, 2014; Punkka and Bister, 2015; Liang et al., 2019; Ribeiro and Seluchi, 2019). Además de lo que ocurre en la atmósfera, las condiciones de la superficie del lugar (p. ej., humedad del suelo) pueden afectar la formación de estos sistemas debido a que éstas modulan los flujos en superficie y la estructura de la capa límite (Taylor et al., 2010) y por ende pueden afectar el crecimiento de convección de mesoescala. Los flujos en superficie son muy sensibles a la humedad del suelo principalmente en regiones semiáridas (Teramura et al., 2019). Cuando la humedad del suelo está distribuida de manera heterogénea, convección de mesoescala es más probable que se forme en las zonas más secas de la tierra como resultado de la convergencia a nivel bajo provocada por la circulación de mesoescala (p. ej., brisas mar-tierra, circulaciones valle-montaña) (Adler et al., 2011; Birch et al., 2013).

A parte de las condiciones en la atmósfera y en la superficie, la formación de convección de mesoescala puede ser afectada por la topografía. Sistemas de convección profunda que ocurren cerca de montañas son afectados por la canalización de flujos de aire cerca de la montañas, por el rompimiento de una capa de inversión resultado

del choque del flujo a nivel bajo con la orografía cerca de las bases de grandes cadenas montañosas (Houze, 2012). Convección organizada (p.ej. MCSs) puede desarrollarse por fuertes flujos de ladera descendente que convergen con flujos en los pies de las cadenas montañosas (Romatschke et al., 2010; Romatschke and Houze, 2010) y por perturbaciones activadas durante el día que se propagan lejos de las cadenas montañosas (Mapes et al., 2003). La orografía también tiene efectos sobre la precipitación generada por estos sistemas organizados, un efecto es que puede modificar la ubicación e intensidad de la lluvia y el otro es la capacidad de inducir la precipitación (Chu and Lin, 2000; Zhu and Zhang, 2005; Bresson et al., 2012; Rasmussen et al., 2014). El terreno complejo además puede influir en el ciclo diurno de precipitación (Gochis et al., 2004; Rowe et al., 2008) y de convección (Nesbitt et al., 2008; Lang et al., 2010) así como en la organización de convección (Mulholland et al., 2018, 2019). Después de haber iniciado, un MCS puede evolucionar de manera muy rápida o muy lenta así como recorrer gran distancias (cientos de kilómetros) o permanecer cuasi-estacionarios (Houze, 2004).

2.4.3. Propagación de un MCS

Debido a que los MCSs son capaces de producir tiempo severo incluyendo vientos intensos en superficie, inundaciones repentinas, granizadas y rayos (Romero et al., 2000; Schumacher and Johnson, 2009; Lane and Moncrieff, 2015; Moncrieff and Lane, 2015; Yang et al., 2017). Conocer mejor su trayectoria, es decir, a hacia donde se dirigen es de gran importancia en la emisión de alertas tempranas. Con las alertas se pueden minimizar los daños generados por los MCSs asociados con la ocurrencia de tiempo severo (Corfidi et al., 1996; Corfidi, 2003; Campbell et al., 2017). La propagación (dirección y rapidez) de los MCSs es un problema que aún sigue siendo un reto, principalmente en terreno complejo, porque hay varios factores que afectan su propagación incluyendo el flujo del ambiente, factores internos (intensificación de la piscina fría) o factores externos (ondas de gravedad). A continuación se describirán los tipos de propagación que hay.

2.4.3.1. Propagación continua

La propagación continua ocurre cuando un MCS se dirige hacia donde inicia convección cercana al sistema y se une con ésta (Houze, 2004; Fovell et al., 2006). En este tipo de propagación la piscina fría juega un papel importante, ya que ocasiona que el aire del ambiente condicionalmente inestable en niveles bajos ascienda hasta el Nivel de Libre Convección (LFC, inglés), dando como resultado la formación de nuevas nubes en el límite delantero del MCS las cuales se unen al sistema ayudando a su mantenimiento y propagación (Corfidi, 2003; Bryan et al., 2005; Engerer et al., 2008; Provod et al., 2016; Jeong et al., 2016).

La teoría propuesta por Rotunno-Klemp-Weisman en la década de los 90s llamada "RKW" explica cómo actúa la piscina fría en el mantenimiento y propagación de los MCSs, principalmente en latitudes medias, y es una de las teorías más aceptadas por la

2. MARCO TEÓRICO

comunidad meteorológica (Rotunno et al., 1988; Fovell and Ogura, 1989; Szeto and Cho, 1994; Weisman and Rotunno, 2004). La esencia de dicha teoría es un estado “óptimo” en el cual los efectos competidores de la cizalladura vertical del viento y de la piscina fría se encuentran en un balance. En otras palabras la importación de vorticidad horizontal positiva asociada con la cizalladura vertical del viento es igual a la exportación de la vorticidad horizontal negativa generada por la piscina fría. Y la interacción entre dichas vorticidades influye en la estructura, el mantenimiento y es un mecanismo que explica la propagación de los MCSs.

La manera en cómo afecta la dinámica de la piscina fría al sistema organizado está en función de la etapa en la que se encuentra este mecanismo (Figura 2.11). Durante la etapa inicial del sistema convectivo (Figura 2.11a), la corriente ascendente inicial tiene una inclinación a consecuencia del efecto de la circulación generada por el cambio de la cizalladura a nivel bajo. Dicho cambio se debe a la variación de la intensidad del viento en la vertical (ΔU y que representa la fuerza de la cizalladura). En esta etapa del sistema, el valor de C (intensidad de la piscina fría) es pequeño debido a que la piscina fría aún no tiene un desarrollo suficiente. Posteriormente, conforme el sistema evoluciona, se genera una piscina fría resultado de la evaporación, la sublimación y el derretimiento de los hidrometeoros que precipitan en el sistema. La piscina fría ahora es capaz de generar una circulación cuya intensidad es similar a la generada por la cizalladura, es decir, $C = \Delta U$. Consecuencias de dicho balance es un mayor levantamiento de aire en niveles bajos del sistema y corrientes ascendentes más verticales (Figura 2.11b). Eventualmente, la piscina fría se puede intensificar y la circulación asociada a ésta es mucho mayor en comparación con la generada por la cizalladura, es decir, $C > \Delta U$. Resultado de ello es la inclinación de la nube en niveles altos del sistema y de las corrientes ascendentes. También, se genera una zona de calentamiento/enfriamiento en la región a la zaga del sistema el cuál puede llegar a inducir un chorro de flujo de entrada a la zaga del sistema por debajo de la base de la nube (Figura 2.11c). El “estado óptimo” se alcanza cuando la razón entre ΔU y C tiene un valor cercano a 1. En ese caso, el sistema se caracteriza por corrientes ascendentes verticales y por un levantamiento de aire más intenso en el límite delantero de la piscina fría lo que favorece su mantenimiento y propagación.

2.4.3.2. Propagación discreta

Mientras nuevas células convectivas suelen ser activadas localmente por el mecanismo de piscina fría, algunas veces el ascenso a mesoescala ocurre algunos kilómetros adelante del frente de ráfaga del MCS (Houze, 2004; Fovell et al., 2006) una característica de la propagación discreta. Este tipo de propagación ocurre cuando la Capa Límite y/o la capa debajo de la región estratiforme del MCS contiene mucha humedad así como cuando la piscina fría es débil. Sin embargo, un mecanismo que puede explicar la propagación discreta es la generación de ondas de gravedad. Dichas ondas son capaces de inducir movimientos verticales en una atmósfera estratificada lo que resulta en la formación de nuevas nubes y éstas pueden ser generadas por el mismo MCS o por mecanismos externos (Schmidt and Cotton, 1990; Mapes, 1993; Mapes et al., 2003;

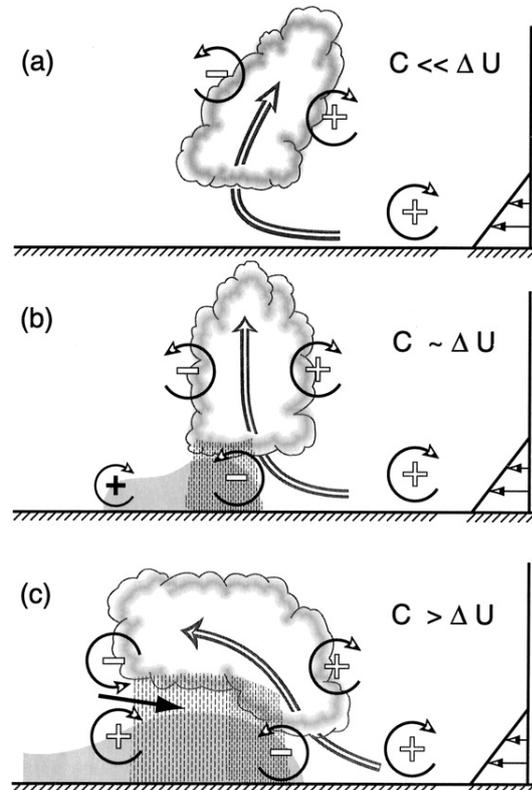


Figura 2.11: Efecto de la piscina fría de acuerdo a la etapa de desarrollo de un sistema convectivo. a) Etapa inicial, b) Desarrollo y c) Disipación. (Fuente: [Weisman and Rotunno \(2004\)](#))

[Birch et al., 2013](#)). Las ondas activadas por el mismo MCS son el resultado del ajuste que tiene el ambiente cercano al sistema a la perturbación en la atmósfera, la cual, es generada por el desplazamiento vertical del aire resultado de las corrientes descendentes intensas en niveles bajos de la región convectiva del sistema ([Mapes, 1993](#); [Mapes and Houze, 1995](#)). Las ondas, especialmente, aquellas que tienen una longitud de onda corta permanecen más tiempo en la cercanía del sistema y son capaces de generar nuevas nubes convectivas ([Schmidt and Cotton, 1990](#); [Houze, 2004](#)). Ondas de gravedad también pueden ser activadas por procesos externos al MCS incluyendo el ciclo diurno del calentamiento en terreno alto de grandes cadenas montañosas. [Mapes et al. \(2003\)](#) encontraron que al inicio de la noche (Figura 2.12 a) las ondas de gravedad responden al calentamiento del terreno alto con movimientos descendentes (fase cálida) en la llanura costera y en el mar. Sin embargo, durante la madrugada e inicio de la mañana cuando hay un enfriamiento intenso en el terreno alto (Figura 2.12 b), las ondas de gravedad responden con movimientos ascendentes favoreciendo la formación de nubes, las cuales pueden organizarse en un MCS que se dirige hacia el mar.

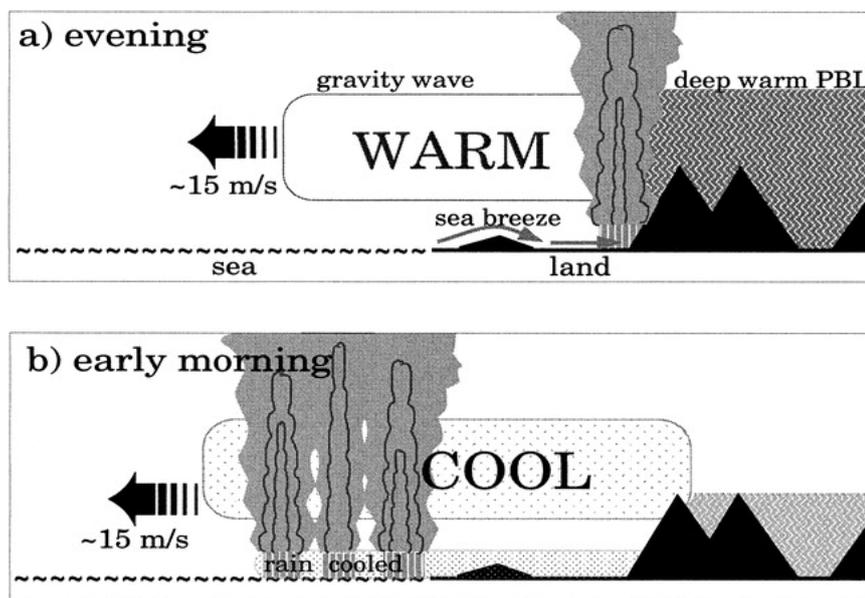


Figura 2.12: Esquema de la generación de una onda de gravedad por un mecanismo externo al MCS. (Fuente: [Mapes et al. \(2003\)](#))

El estudio de la propagación de los MCSs, no solo es de gran importancia para el alertamiento de desastres relacionados con estos sistemas organizados ya que los MCSs de movimiento lento (rápido) pueden producir eventos extremos de precipitación en áreas geográficas pequeñas (grandes) ([Schumacher and Johnson, 2005](#); [Stevenson and Schumacher, 2014](#); [Zhang et al., 2019](#)). También lo es para los recursos hídricos de una región asociados con la lluvia que generan los MCSs porque para simular mejor el ciclo diurno de precipitación se requiere de una simulación adecuada de la evolución y propagación de MCSs ([Collier and Bowman, 2004](#); [Dirmeyer et al., 2012](#); [Prein et al., 2020](#)). La confianza en la simulación numérica de la propagación y de otras características de los MCSs se ve comprometida por los esquemas de parametrización de convección utilizados en modelos numéricos desde previsión hasta globales ([Tao and Moncrieff, 2009](#); [Moncrieff, 2010](#); [Moncrieff et al., 2012](#)). En nuestro estudio, estimamos la rapidez de propagación en imágenes GOES mediante dos técnicas: 1) Diagrama Hovmöller y 2) El cambio del centroide del escudo de nube del MCS (más detalles sobre dichas técnicas ver sección [4.5.2](#)).

2.5. Antecedentes

2.5.1. Estudios climatológicos de MCSs

A continuación se describirán algunos de los estudios que han utilizado base de datos (reflectividad de radar, imágenes satelitales en el canal infrarrojo, entre otros) de largo plazo en algunos casos mayor a 20 años, es decir estudios que han llevado a cabo una climatología de los MCSs. Estudios climatológicos en la región central de Estados Unidos han encontrado que una expansión de un anticiclón (Bentley and Mote, 1998) y anomalías en el gradiente de la altura geopotencial a 500 hPa pueden favorecer cambios en la distribución geográfica y tener un efecto en el desarrollo de MCSs (Bentley and Sparks, 2003). Bentley et al. (2000) encontraron que algunos de los MCSs más duraderos y con mayor desplazamiento en la planicie central de Estados Unidos están asociados a un ambiente con mayor cizalladura en niveles bajos (0-3 km) en comparación con sistemas menos duraderos y con menor desplazamiento. En otra región relativamente plana como lo es la región del Amazonas, Rehbein et al. (2018) encontraron que la ausencia de cadenas montañosas y actividad sinóptica relativamente débil en esta región son condiciones que pueden contribuir a que tormentas aisladas no se organicen ni crezcan de escala hacia sistemas organizados y duraderos como en otras regiones del mundo (p.ej., la región central de los Estados Unidos). Sin embargo, Ribeiro and Seluchi (2019) encontraron que cuando hay una alta inestabilidad termodinámica y un incremento en los vientos a niveles bajos en la región sur de Brasil. Los MCSs que ahí ocurren pueden llegar a generar ráfagas de vientos intensos similares a los reportados en la región central de Estados Unidos. Por otra parte, en regiones que tienen orografía compleja como lo es la región de los Alpes y los Atlas en Europa. El forzamiento orográfico juega un papel importante en el inicio y en la forma que tienen los MCSs como lo ha mostrado Morel and Senesi (2002b).

Recientemente, estudios han diseñado algoritmos para la identificación y el seguimiento de los MCSs en base de datos de largo plazo (más de 20 años). Algunos de ellos han sido diseñados para utilizarse en imágenes satelitales (p. ej., (Huang et al., 2018)) o en datos de reflectividad de radar (p.ej., (Ashley et al., 2019; Haberlie and Ashley, 2019b)). Desafortunadamente, este último tipo de algoritmo no se puede aplicar en el noroeste de México, ya que esta región del país carece de radar. En el algoritmo desarrollado por (Huang et al., 2018) utilizaron imágenes satelitales con una resolución temporal de 3 horas y espacial de 0.3°. De lo antes mencionado, nos damos cuenta que han sido muy pocos los estudios climatológicos que se han llevado a cabo en regiones caracterizadas por tener una orografía compleja y que han utilizado imágenes satelitales con una resolución temporal y espacial fina para el estudio de los MCSs. Esto ha motivado al presente estudio climatológico con el cual se busca tener un mejor entendimiento de los MCSs (distribución temporal, espacial y morfología) en una región con topografía compleja como lo es la región del NAM en el noroeste de México.

2.5.2. MCSs en la región del NAM

En la región del NAM se han llevado a cabo diversos estudios con la finalidad de entender mejor ciertos aspectos de los MCSs que ocurren durante el verano en esta región monzonal del planeta incluyendo las condiciones del ambiente favorables para su inicio y desarrollo, su estructura vertical y los procesos microfísicos. A continuación se hará una revisión de tales investigaciones ya que son parte de la motivación para llevar a cabo el presente estudio. Uno de los primeros trabajos fue el de [Farfán and Zehnder \(1994\)](#) quienes mediante imágenes satelitales en el canal visible e infrarrojo clasificaron a los MCSs que ocurrieron durante el verano de 1994 en dos categorías llamadas “móviles” y “estacionarios”. Los MCSs móviles son aquellos sistemas que se desplazan más de 100 km en un periodo de 6 horas. Mientras que los MCSs estacionarios no se propagan más allá de 100 km en el mismo intervalo de tiempo. Ellos encontraron que los MCSs móviles se distribuyen a lo largo de la SMO mientras que los sistemas estacionarios están confinados principalmente al sur del GoC. Con la ayuda de un compuesto¹ de vientos en los niveles de 700 y de 500 mb, ellos encontraron fuertes vientos del Este antes y durante la formación de MCSs móviles mientras que los sistemas estacionarios tuvieron vientos débiles del oeste.

Años más tarde, [Lang et al. \(2007\)](#) con datos de precipitación recopilados durante la campaña del NAME en 2004 y mediante diagramas Hovmöller de la tasa de precipitación por hora. Ellos encontraron 3 regímenes asociados a la ocurrencia de MCSs: el primero (régimen A) se caracteriza por una progresión coherente de lluvia intensa desde la SMO hacia el GoC. El segundo (régimen B) ocurre cuando la progresión de la precipitación es a lo largo de la costa y se dirige hacia la parte norte del GoC y el último (régimen AB) se refiere a la ocurrencia de propagación tanto del régimen A como del B, es decir, cuando la precipitación se mueve tanto a lo largo de la costa como perpendicular a la sierra. Ellos sugieren que la ocurrencia de estos regímenes está correlacionada con diferentes perfiles de la cizalladura del ambiente. Las velocidades de propagación encontradas de ~ 7 m/s, ~ 10 m/s y $\sim 3-5$ m/s durante el régimen A, B y AB, respectivamente; probablemente se deben a la ocurrencia de piscinas frías débiles y someras no a mecanismos como ondas de gravedad. Por su parte, [Pereira \(2008\)](#) utilizando los datos de la red de radares instalados durante la campaña del NAME de 2004. Él realizó un estudio acerca de las características de todas las Estructuras que generan Precipitación (PFs, por sus siglas en inglés) y él encontró que solo alrededor del 5% de los PFs¹ fueron catalogados como MCSs. Un MCS lo define como aquel PFs cuya dimensión horizontal más grande (eje mayor de la técnica de ajuste de una elipse) es ≥ 100 km. A pesar de que estos sistemas son poco frecuentes su contribución a la precipitación total observada en el área muestreada por la red de radares es muy

¹Promedio calculado a partir de un criterio en particular. Fuente: Glosario de meteorología e hidrología inglés-español de COMET https://www.meted.ucar.edu/resources_gloss.php consultado el 18 de septiembre del 2022.

¹Áreas contiguas de 5 píxeles (20 km^2) con una reflectividad de radar > 15 dBZ

significativa (aproximadamente 75 %). Asimismo, encontró que los MCSs suelen ocurrir cuando hay un levantamiento dinámico favorable y cizalladura del viento. Dichas condiciones se deben a la ocurrencia de un chorro o “jet streak” resultado de la interacción en altura de vaguadas invertidas con el anticiclón monzonal.

Posteriormente, [Lerach et al. \(2010\)](#) estudiaron la estructura vertical de los MCSs durante el verano de 2004 mediante datos de un perfilador y un radar de frecuencia dual de la campaña del NAME de 2004. Ellos notaron características en la región estratiforme similares a MCSs de otras regiones tropicales ([Williams et al., 1995](#); [Ecklund et al., 1999](#); [May and Keenan, 2005](#)) incluyendo la banda de brillo en la reflectividad del radar y el fuerte gradiente en la velocidad Doppler dentro de la capa de derretimiento. Además, encontraron la presencia de graupel hasta una altura de 10 km en convección organizada sobre la llanura costera lo que sugiere que los procesos basados en hielo son importantes para la generación de lluvia intensa en esta zona. [Rowe et al. \(2012\)](#) también utilizaron datos de radar pero para estudiar los procesos microfísicos que afectan el crecimiento y la organización de convección en la mesoescala (p.ej., MCSs) en terreno complejo. Ellos encontraron que el derretimiento de hielo así como la evaporación de gotas de lluvia en sistemas organizados en las laderas occidentales de la SMO crean una región de aire relativamente frío llamada “piscina fría”, la cual, se puede propagar pendiente abajo y provocar el inicio de convección a lo largo del frente de propagación del sistema organizado como resultado de la convergencia de la piscina fría con los flujos pendiente arriba.

Luego, [Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda \(2012\)](#) con ayuda de imágenes satélites y datos de reanálisis estudiaron los MCSs que ocurrieron durante el verano de 2004. Ellos definen a un MCS mediante imágenes satelitales en el canal infrarrojo, como aquel sistema que tiene una longitud > 250 km dentro de un área limitada por un contorno de Temperatura de Brillo (BT, por sus siglas en inglés) $\leq -54^{\circ}\text{C}$. Ellos encontraron que vientos del Este en el nivel de 700 hPa dominaron durante los periodos activos de MCSs mientras que los periodos inactivos se caracterizaron por vientos del suroeste. Igualmente, mostraron que la mayoría de los MCSs inician entre la tarde-noche (15-21 Tiempo Local) y su formación está asociada a fenómenos de escala sinóptica como lo son dorsales y vaguadas invertidas. En cuanto a su morfología, ellos encontraron que los parámetros cinemáticos como lo son la dirección y la magnitud de la cizalladura del viento en niveles bajos y medios (0-2.5 km y 2.5-6km, respectivamente) y el ángulo entre estos niveles fueron más importantes en comparación con los parámetros termodinámicos (Inhibición Convectiva (CIN, por sus siglas en inglés), CAPE, y LI).

Recientemente, [Farfán et al. \(2020\)](#), con base en imágenes satelitales con una resolución temporal de 30 minutos, examinaron el ciclo diario de los MCSs que ocurrieron en la región sur del NAM durante los meses de verano (julio-septiembre) y para el periodo 2009-2018. Ellos encontraron que actividad convectiva inicia alrededor del mediodía en la SMO y que pocas horas después llega a organizarse (p.ej., MCS). Dicha convección organizada suele desplazarse hacia el oeste, alcanzando su máxima extensión vertical cerca del atardecer y disipándose después de la medianoche. Sin embargo, más al sur (costas de Nayarit) la actividad convectiva inicia en la noche y en ocasiones es capaz

2. MARCO TEÓRICO

de atravesar el GoC llegando a la parte Sur de la Península de Baja California.

Hoy la investigación de MCSs en la región del NAM no solo es el tema central de artículos científicos, como los antes mencionados, sino también el de tesis. Por ejemplo, [Cerón-Hernández \(2020\)](#) en su tesis de maestría utilizó imágenes satelitales infrarrojas del Servicio de Usuario de Archivo de Nube (CLAUS, por sus siglas en inglés) desde 1984 hasta 2008. La base de datos CLAUS tiene una resolución temporal y espacial de 3 horas y de 30 km, respectivamente. Con dicha base de datos y con ayuda del algoritmo de identificación y seguimiento desarrollado por [Huang et al. \(2018\)](#), él hizo una climatología de los MCSs que ocurren en la región del NAM durante el verano. También, realizó una comparación entre dos métodos de identificación de MCS: el algoritmo de [Huang et al. \(2018\)](#) y el de Traslape de Área (AOL, por sus siglas en inglés) (más detalles de estas técnicas ver [3.4.3](#)). Para la técnica, AOL utilizó datos GOES del 2010 al 2013. Con ambas técnicas, él encontró que julio y agosto son los meses con mayor número de ocurrencias de MCSs y que estos sistemas organizados suelen propagarse de manera paralela a la zona costera occidental de México (Jalisco, Nayarit, Sinaloa y Sonora). De todos los MCSs que ocurrieron durante el periodo de estudio (1984-2008) la gran mayoría suelen iniciar (disipar) durante las primeras horas de la tarde (medianoche). Además de la climatología, con datos de reanálisis ERA5 él estudió las condiciones atmosféricas que ocurren durante la interacción MCSs-vaguadas invertidas y durante eventos de surgencias de humedad asociados a la ocurrencia de los MCSs.

Hace poco, [Hernández-Domínguez \(2022\)](#) en su tesis de licenciatura hizo un estudio climatológico a nivel nacional de los MCSs que ocurren durante las cuatro estaciones del año y para el periodo de 1984 a 2008. Para dicho estudio, ella utilizó la base de datos de imágenes satelitales infrarrojas de CLAUS y el algoritmo desarrollado por [Huang et al. \(2018\)](#). Ella dividió al país en 5 regiones: Región 1 (Noroeste), Región 2 (Noreste), Región 3 (Centro), Región 4 (Suroeste) y Región 5 (Sureste). La Región 1 abarca la parte central del NAM. En las 5 regiones evaluó la sensibilidad que tiene el algoritmo desarrollado por [Huang et al. \(2018\)](#) en la identificación y el seguimiento de los MCSs y para ello hizo 4 pruebas donde cambió el umbral de BT y de área. En todas las pruebas de sensibilidad y para la Región 1, ella encontró que la estación de verano es cuando ocurre el mayor número de MCSs. También, que independientemente de la estación del año los MCSs suelen propagarse con velocidades entre 40 km/h a 50 km/h y suelen formarse después de las 15 horas. Para las 5 regiones, con ayuda de datos de reanálisis de ERA5 ella estudió las condiciones termodinámicas y dinámicas que ayudan a la formación de los MCSs, la precipitación que aportan durante el año y verano así como la evaluación de varias métricas (Gradiente vertical de Temperatura Potencial Equivalente, CAPE e Índice Gálvez-Davison (GDI, por sus siglas en inglés)) que pueden utilizarse como una herramienta en el pronóstico de los MCSs.

Este estudio al igual que el de ([Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012](#)) estudiaremos la distribución temporal y espacial de los MCSs solo que nuestro estudio abarcará un periodo de 23 años (1995-2017) con lo cual se obtendrán datos y estadísticas más robustas. Similar a las tesis de [Cerón-Hernández \(2020\)](#) y [Hernández-Domínguez](#)

(2022) haremos una climatología de los MCSs que ocurren durante el verano en la región del NAM, pero con una base de datos de imágenes satelitales infrarrojas con una resolución temporal y espacial más fina. Además de analizar el ciclo diurno de los MCSs como (Farfán et al., 2020) y del mecanismo que mejor puede explicar su propagación como (Lang et al., 2007; Rowe et al., 2012). Nosotros estudiaremos la morfología, al igual que la actividad eléctrica de los MCSs que ocurren en la región del noroeste de México durante el NAM. Nuestra región de estudio está ubicada más al norte (región central del NAM) que en el estudio de (Farfán et al., 2020) y similar al resto de los estudios antes mencionados.

Datos y metodología

Para llevar a cabo un estudio climatológico de los MCSs se requiere primero identificar estos sistemas. Imágenes satelitales en el canal infrarrojo son de gran utilidad para ello especialmente cuando se carecen de datos de radar terrestre. Las imágenes utilizadas en el presente estudio son tomadas por GOES y abarcan la estación de verano (junio-septiembre) desde 1995 hasta 2017 enfocándonos en la región central del NAM. Para conocer mejor la intensificación y las condiciones sinópticas (viento, altura geopotencial y humedad) que favorecen su inicio se utilizarán datos de rayos GLD360 a cargo de Vaisala (desde 2011 hasta 2017) y datos de reanálisis ERA5 (1995-2017), respectivamente. A continuación se describen la región de estudio, los datos y la metodología utilizados para alcanzar los objetivos planteados en la sección 1.2.

3.1. Región de Estudio

La presente investigación se enfoca en la región del noroeste de México, la cuál está delimitada por las siguientes coordenadas geográficas 104°-115°W, 24°-33°N (Figura 3.1). Esta área fue seleccionada debido a que es una de las regiones del país con gran actividad de MCSs (Mohr and Zipser, 1996b; Wang et al., 2019) y forma parte de la región central del Monzón de Norteamérica (descrita a continuación). Además el noroeste de México es una región que se caracteriza por tener una orografía compleja en la que destaca la SMO. Esta cordillera tiene una longitud de 1,200 km lo cual la convierte en el mayor macizo de riolita del mundo, su anchura media es de unos 150 km y el promedio de su altitud va de los 2,000 m s. n. m. a los 2,300 m s. n. m. En Sinaloa las montañas más altas apenas alcanzan los 2,000 m s. n. m., pero en otros estados a veces pasa de los 3,000 m s. n. m. La SMO es completamente disimétrica cuando se comparan sus dos laderas ya que su vertiente oriental desciende regularmente y suavemente hacia el altiplano central del norte, cuya altitud varía entre 1,000 m s. n. m. y 2,000 m s. n. m. Mientras que en su vertiente occidental, el desnivel es mucho más abrupto, y los ríos escarban quebradas profundas para alcanzar su nivel base Descroix (2005). Estudios previos han mostrado que la SMO influye de manera fundamental en el ciclo diario de

3. DATOS Y METODOLOGÍA

la actividad convectiva y por ende en la precipitación monzonal (Gochis et al., 2004, 2007; Lang et al., 2007; Rowe et al., 2008; Nesbitt et al., 2008).

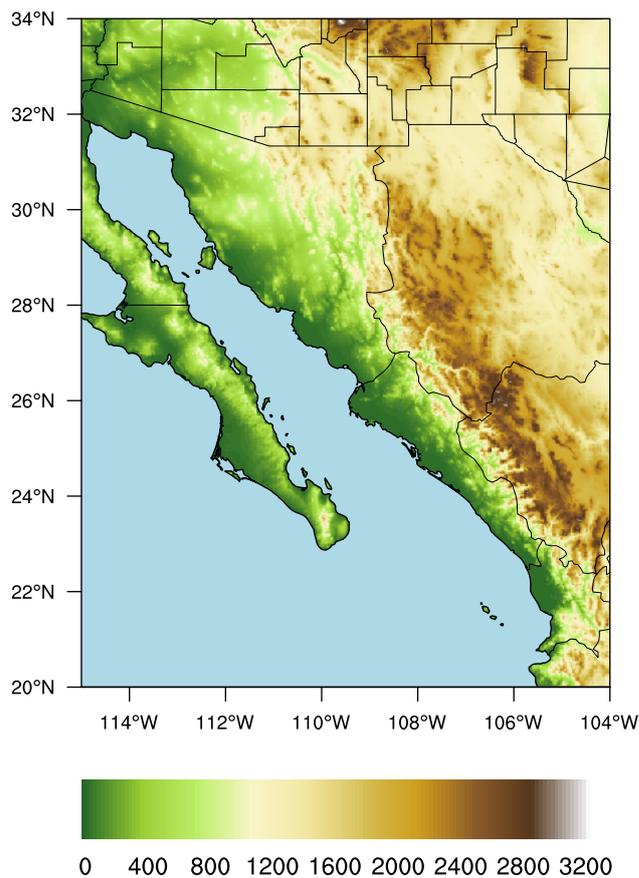


Figura 3.1: Zona de estudio. La barra de colores representa la elevación del terreno en m s. n. m.

3.2. Monzón de Norteamérica

El NAM posee muchas de las características presentes en otras regiones monzonales del mundo (p. ej., el monzón de Asia). Entre dichas características se encuentran: un gran contraste de temperatura entre el mar y la superficie continental, una circulación

térmica a gran escala con una región ascendente sobre el continente y otra descendente sobre el océano, interacciones entre la superficie-atmósfera asociadas con la presencia de terrenos elevados. Además, la presencia de un centro de baja presión en superficie, un anticiclón en niveles altos, un intenso flujo de humedad en niveles bajos hacia el continente y los cambios estacionales asociados con la precipitación (Vera et al., 2006).

Durante la estación de verano, principalmente, durante los meses de junio hasta mediados de septiembre el NAM domina la circulación atmosférica y el tiempo en la región del Noroeste de México e incluso en el Suroeste de Estados Unidos (Douglas et al., 1993; Adams and Comrie, 1997). El NAM se caracteriza por un cambio abrupto en el tiempo meteorológico, es decir se pasa de un mes de junio con condiciones calientes y secas a un mes de julio con condiciones húmedas resultado de un incremento en la precipitación en dichas regiones asociado al incremento en la actividad convectiva. El NAM perdura hasta mediados de septiembre cuando un régimen más seco de vientos del oeste se restablece en la región (Adams and Comrie, 1997; Vera et al., 2006). Dicho fenómeno es crítico para el recurso hídrico en la región, en el Suroeste de Estados Unidos contribuye con el 40-50 % de la precipitación anual y el promedio del total de la precipitación a largo plazo (1948-2010) es del orden de 200-350mm, mientras que en el noroeste de México aporta más del 70 % y el promedio total de la lluvia excede más de 500 mm (Figura 3.2 ; (Hoell et al., 2016)). La estimación de la precipitación por parte de modelos globales sigue siendo un reto, especialmente en regiones con orografía compleja debido a lo difícil que es representar procesos convectivos (Pascale et al., 2019).

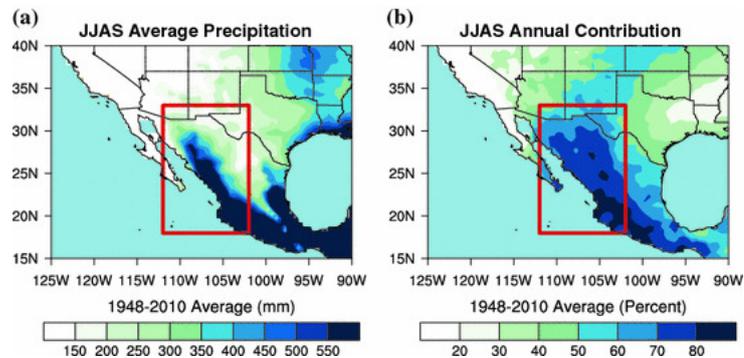


Figura 3.2: a) Promedio de la precipitación durante junio-septiembre de 1948-2010 en mm y b) Porcentaje de la contribución de la precipitación durante junio-septiembre al total anual. Fuente: Hoell et al. (2016)

Con respecto a la circulación en niveles medios de la tropósfera, durante el mes de mayo la distribución de la presión atmosférica en la región del NAM es casi zonal con flujo del oeste en la mayoría de las latitudes (Figura 3.3a). Para junio (Figura 3.3b), la presión aumenta sobre el norte de México de tal manera que una celda de alta presión (sombreado rojo), o un alta monzonal, es evidente. Este fortalecimiento y movimiento hacia el norte de la alta monzonal es una señal del desarrollo del NAM.

3. DATOS Y METODOLOGÍA

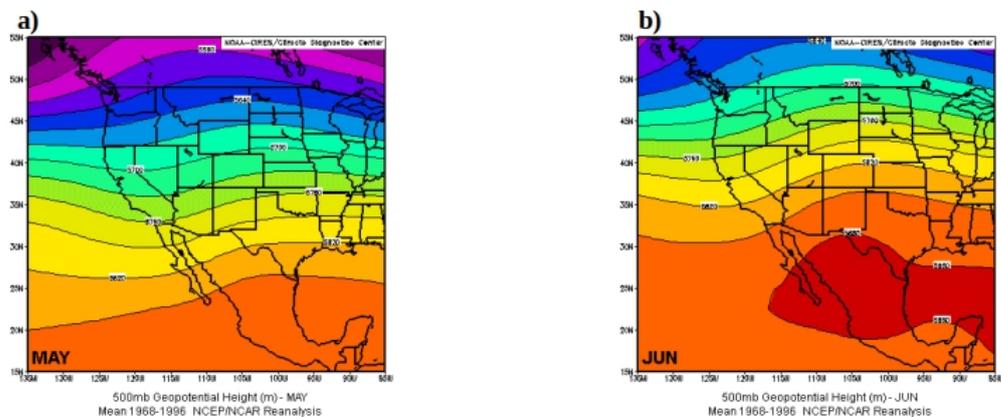


Figura 3.3: Patrón de la altura geopotencial en el nivel de 500 mb para los meses de mayo (a) y junio (b). La barra de colores indica la altura geopotencial en metros. Fuente: Figuras tomadas de la página web: <https://www.weather.gov/abq/northamericanmonsoon-intro> accesado el 6 de mayo del 2022.

Durante julio (Figura 3.3c) y agosto (Figura 3.3d) la alta monzonal migra hacia el norte con una ubicación en promedio sobre Nuevo México permitiendo el desarrollo de un flujo de capa profunda de sur a sureste en la periferia occidental del alta monzonal (Maddox et al., 1995). Este flujo favorece el transporte de aire húmedo del Océano Pacífico Este y del GoC hacia tierra, generando un aumento abrupto en la humedad y en la actividad de tormentas en el noroeste de México y el sur de Arizona (Adams and Comrie, 1997). Una señal del fin del NAM ocurre en septiembre (Figura 3.3e) cuando la alta monzonal se debilita y viaja hacia el sureste ubicándose ahora en el norte de México. Dicho movimiento ocasiona un cambio en los vientos en altura del este al suroeste u oeste (Maddox et al., 1995).

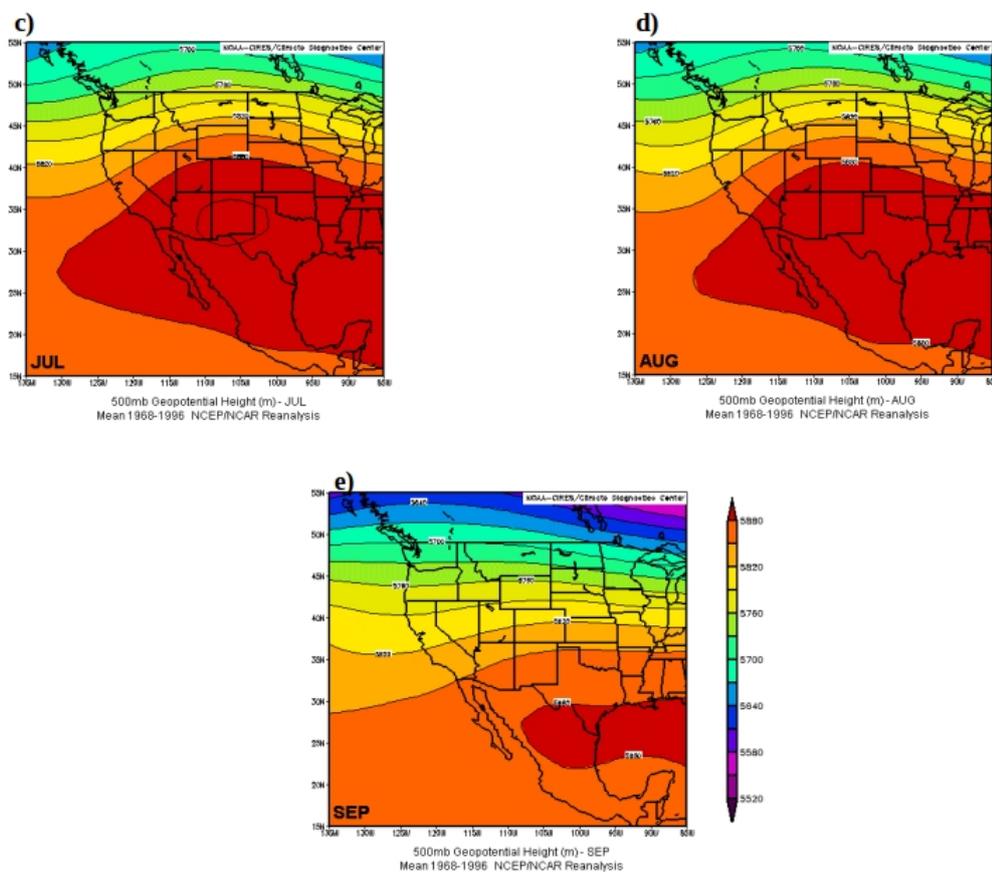


Figura 3.3: Similar a la Figura 3.3 pero para los meses de julio (c), agosto (d) y septiembre (e).

3.3. Datos

En la presente sección se describen los diferentes tipos de datos que utilizamos para el estudio de los MCSs que ocurren durante el verano en la región del Noroeste de México. Dentro de los que se encuentran: imágenes satelitales en el canal infrarrojo ($10.7 \mu\text{m}$) del satélite GOES 8,12 y 13, datos de rayos GLD360 y reanálisis ERA5.

3.3.1. Satélites meteorológicos

3.3.1.1. Transferencia radiativa

Sensores remotos, como los que llevan los satélites meteorológicos, infieren las condiciones que hay en la atmósfera al detectar las características de las ondas electromagnéticas (visible, infrarrojo, microondas) que se propagan a través de la atmósfera. Satélites meteorológicos tienen sensores pasivos (sensores que reciben las ondas electromagnéticas emitidas por los objetos) llamados radiómetros los cuales miden la radiación electromagnética saliente del planeta tierra y de la atmósfera (Stull, 2015; Brindley and Russell, 2018). En la literatura, el espectro electromagnético se clasifica comúnmente en distintas regiones (Figura 3.4). La región visible abarca las longitudes de onda desde 0.39 hasta 0.78 μm y esta entre las regiones ultravioleta e infrarrojo, este tipo de radiación es emitida por el Sol, refleja y absorbida por la Tierra. La región del infrarrojo cercano abarca desde más allá del límite del visible hasta $\sim 4\mu m$ y está dominada por la emisión del Sol. La radiación infrarroja (IR por sus siglas en inglés) es emitida por la Tierra, el océano, la atmósfera, las nubes. Radiación microonda es ampliamente usada en los sensores remotos, ya que este tipo de radiación es capaz de atravesar las nubes (Tan, 2014; Gambacorta and Barnet, 2018).

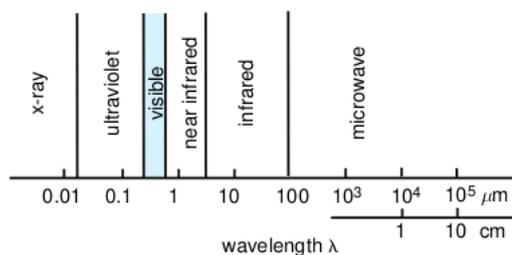


Figura 3.4: Regiones del espectro electromagnético. Fuente: Wallace and Hobbs (2006).

3.3.1.2. Ley de Planck y Temperatura de Brillo (BT, por sus siglas en inglés)

Un concepto que es muy importante en los satélites meteorológicos es el de cuerpo negro y se refiere a una superficie que absorbe completamente toda la radiación incidente. Una ley que permite el cálculo de la intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro (B_λ) como una función de su temperatura es la ley de Planck (Fórmula 3.1; (Gambacorta and Barnet, 2018)).

$$B_\lambda(T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi(e^{c_2/\lambda T} - 1)} \quad (3.1)$$

Donde: c_1 y c_2 son constantes cuyo valor es: $3.74 \times 10^{16} \text{ Wm}^2$ y $1.45 \times 10^2 \text{ mK}$. T es la temperatura en K.

La ecuación anterior nos dice que objetos con temperaturas muy altas emitirán mayor radiación. De la ley de Planck se puede despejar la Temperatura (T_B , Fórmula 3.2). Dicha temperatura es llamada BT y es la temperatura que tendría un cuerpo negro hipotético capaz de producir la misma radiancia que la radiancia medida (Stull, 2015; Gambacorta and Barnet, 2018). BT es utilizada por la comunidad meteorológica para la identificación y seguimiento de fenómenos meteorológicos entre ellos MCSs (Maddox et al., 1986; Zipser, 1988; Machado et al., 1992; Jirak et al., 2003; Vila et al., 2008; Huang et al., 2018).

$$T_B = \frac{c_2/\lambda}{\ln(1 + \frac{c_1/\pi \cdot \lambda^{-5}}{B_\lambda})} \quad (3.2)$$

En la Figura 3.5 se muestra el principio físico utilizado en los satélites meteorológicos para estimar la BT en el canal IR. En cualquier punto del campo de visión, el radiómetro satelital mide una radiancia (L) (Figura 3.5 (a)), el espectro de radiancias se puede representar en una barra de color (Figura 3.5 (b)). Utilizando la ecuación 3.2 y considerando un cuerpo negro (Figura 3.5 (c)), de L para el canal IR se puede construir una curva de Planck (Figura 3.5 (d)) y a partir de ésta inferir la BT (Figura 3.5 (e)). Por ejemplo, para un L de $7,6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ línea punteada gruesa en la Figura 3.5 se infiere una BT de 283 K la cual correspondería a nubes bajas de acuerdo al perfil de temperatura en la tropósfera en una atmósfera estándar (Stull, 2015). El principio físico antes mencionado es utilizado en las imágenes satelitales obtenidas por GOES, dichos datos se describirán a continuación.

3. DATOS Y METODOLOGÍA

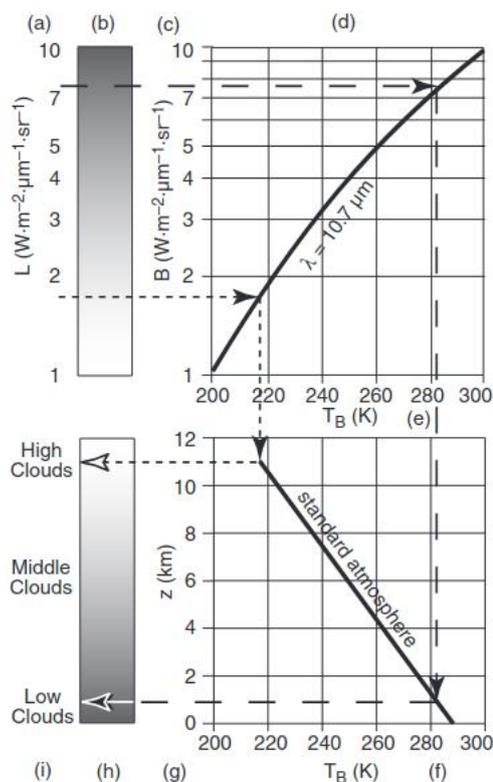


Figura 3.5: Principio físico utilizado en satélites meteorológicos para el canal IR. Fuente: Stull (2015).

3.3.1.3. Imágenes satelitales GOES

Los satélites GOES proporcionan el tipo de monitoreo continuo que se necesita para el análisis de fenómenos meteorológicos como MCSs, huracanes, frentes fríos entre otros fenómenos meteorológicos. GOES giran en torno a la tierra en una órbita geosíncronica, es decir, orbitan el plano ecuatorial de la Tierra a una velocidad que coincide con la rotación de nuestro planeta. Debido a que permanecen por encima de un punto fijo sobre la superficie terrestre, este satélite proporciona una vigilancia constante de las condiciones de la atmósfera, las cuales podrían activar ciertos fenómenos generadores de tiempo severo incluyendo los MCSs. En cuanto inician los MCSs, los satélites GOES son capaces de ayudar en su monitoreo mediante el seguimiento de la evolución de estos sistemas (Davis, 2007).

En el presente estudio, se utilizaron datos generados por dichos satélites, especialmente imágenes en el Canal 4 Infrarrojo ($10.7 \mu\text{m}$). Dichas imágenes cuentan con una resolución temporal y espacial de 15 minutos y $4 \times 4 \text{ km}$, respectivamente; ideal para el estudio de estos sistemas organizados. La detección de MCSs usando datos satelitales tiene una larga historia desde la década de los 60s (Maddox, 1980; Agee, 1984; Zipser,

1988; Machado et al., 1992; Anderson and Arritt, 1998; Machado et al., 1998; Jirak et al., 2003) y en general dicho proceso incluye dos etapas importantes: la identificación de los MCSs y el seguimiento de su evolución (Williams and Houze, 1987; Carvalho and Jones, 2001; Vila et al., 2008; Fiolleau and Roca, 2013; Huang et al., 2018). Más detalles al respecto de dichas etapas se abordarán más adelante (ver sección 3.4).

3.3.2. Rayos

Estudios han demostrado la utilidad de los datos de rayos como una herramienta de apoyo para identificar la región convectiva y estratiforme del MCS así como para evaluar su intensificación (Goodman et al., 1988; Reap and MacGorman, 1989; Williams et al., 1989; Buechler et al., 2000; Mattos and Machado, 2011). Debido a que el incremento repentino en la actividad de rayos es una respuesta a la intensificación rápida de la corriente ascendente en una tormenta, en otras palabras una corriente ascendente intensa llevaría a un incremento en las colisiones de partículas de hielo lo que generará una mayor separación de carga y con ello aumentaría la producción de rayos (Carey and Rutledge, 1996; Deierling and Petersen, 2008; Liu et al., 2012; Xu et al., 2010). A continuación, se describirán algunos temas relacionados con los rayos entre ellos los tipos de rayos que hay y la carga eléctrica en las nubes de tormenta.

3.3.2.1. Carga eléctrica en las nubes de tormenta

Estudios utilizando radiosondeos especiales (“altielectrographs”) han investigado la distribución de la carga eléctrica en nubes de tormentas y han encontrado una estructura como la que se muestra en la Figura 3.6 (MacGorman et al., 1998; Williams, 2001; Rakov and Uman, 2003). Por lo regular entre los niveles de -10C y los -20C de temperatura hay una región de carga negativa llamada zona principal de carga. Arriba de la carga negativa, se encuentra la carga positiva la cual está distribuida de una manera difusa. La carga positiva cerca de la base de la nube no siempre está presente (Dwyer and Uman, 2014).

3. DATOS Y METODOLOGÍA

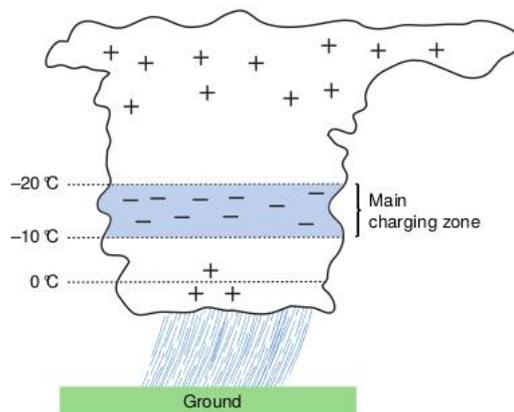


Figura 3.6: Esquema que muestra la distribución de carga eléctrica en una nube de tormenta típica. Fuente: [Wallace and Hobbs \(2006\)](#).

Existen dos teorías para explicar la distribución de la carga eléctrica. La primera se basa en el mecanismo de convección como se muestra en la Figura 3.7. Durante el inicio y desarrollo de la nube tormenta, corrientes ascendentes ayudan a transportar cargas positivas al tope de la nube (Figura 3.7 a, b y c). Durante la etapa de desarrollo, las corrientes descendentes generadas por el enfriamiento y por la circulación convectiva son las responsables de llevar la carga negativa hacia niveles bajos (base de la nube) y hacia los lados de la nube (Figura 3.7 b y c) ([Williams, 1989](#); [MacGorman et al., 1998](#); [Chauzy and Soula, 1999](#))

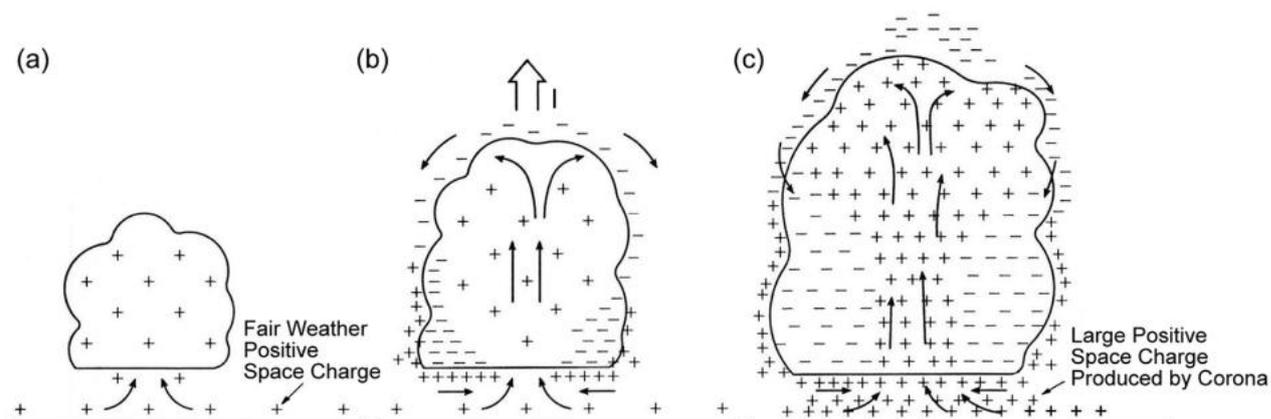


Figura 3.7: Electrificación de una nube de tormenta según el mecanismo de convección. Fuente: [Wallace and Hobbs \(2006\)](#).

La segunda teoría se basa en el mecanismo de colisión y la electrificación de la nube

de tormenta se debe a las interacciones entre los hidrometeoros. En este mecanismo, hay 3 partículas que juegan un papel importante: 1) Pequeños cristales de hielo formados directamente por la deposición de vapor de agua en un núcleo de hielo, 2) Pequeñas gotas de agua líquida superenfriada y 3) Partículas de hielo ligeramente grandes (graupel) (Rakov and Uman, 2003; Stull, 2015; Rakov, 2016a). En la Figura 3.8 se ilustra el mecanismo de colisión, donde las partículas de graupel al ser más grandes y pesadas caen hacia regiones donde abundan partículas pequeñas cristales de hielo y gotas de agua superenfriadas. Cuando el graupel choca con los cristales de hielo, éste adquiere una carga negativa si la temperatura atmosférica donde ocurre el choque está por debajo de un valor crítico llamado “reversal temperature TR”. De lo contrario adquiere una carga positiva. Lo anterior explica la región de carga negativa principal entre -10C y -20C y la carga positiva en niveles bajos de la nube de tormenta (Jayaratne et al., 1983; Baker and Dash, 1994; Mason and Dash, 2000; Rakov and Uman, 2003). La distribución de las cargas eléctricas (negativas y positivas) son las responsables para la ocurrencia de rayos. Enseguida se describirán los tipos de rayos que existen y la base de datos de rayos utilizada en el presente estudio.

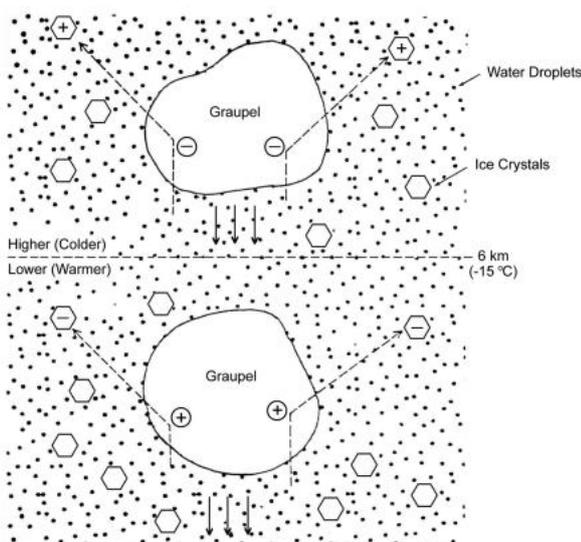


Figura 3.8: Electrificación de una nube de tormenta según el mecanismo de convección.

Fuente: Wallace and Hobbs (2006).

3.3.2.2. Tipos de rayos

(Rakov, 2016b) define a un rayo como “una descarga eléctrica de alta corriente (típicamente de decenas de kiloamperes), transitoria en el aire cuya longitud se mide en kilómetros.” Un rayo puede clasificarse de acuerdo a su tipo de descarga como se muestra en la Figura 3.9. Aproximadamente 3/4 de todos los rayos que ocurren en el

3. DATOS Y METODOLOGÍA

planeta no llegan al suelo y estos son: 1) Rayos intranube (IC, por sus siglas en inglés), 2) Rayos nube-nube (CC, por sus siglas en inglés) y 3) Rayos nube-aire (CA, por sus siglas en inglés). El 25 % restante son rayos que logran alcanzar el suelo (CG, por sus siglas en inglés). Éstos son los más peligrosos porque pueden causar la muerte, incendios, cortos circuitos en la red eléctrica y se pueden medir usando redes de detección en tierra o detectar en satélites por medio de un detector óptico de eventos transitorios (OTD, por sus siglas en inglés) (Williams, 2001; Rakov and Uman, 2003; Rakov, 2016b). Al igual que otros estudios (p.ej., (MacGorman and Morgenstern, 1998; Parker et al., 2001; Mattos and Machado, 2011; Galanaki et al., 2015)) utilizaremos CG para el análisis de la actividad eléctrica en los MCSs.

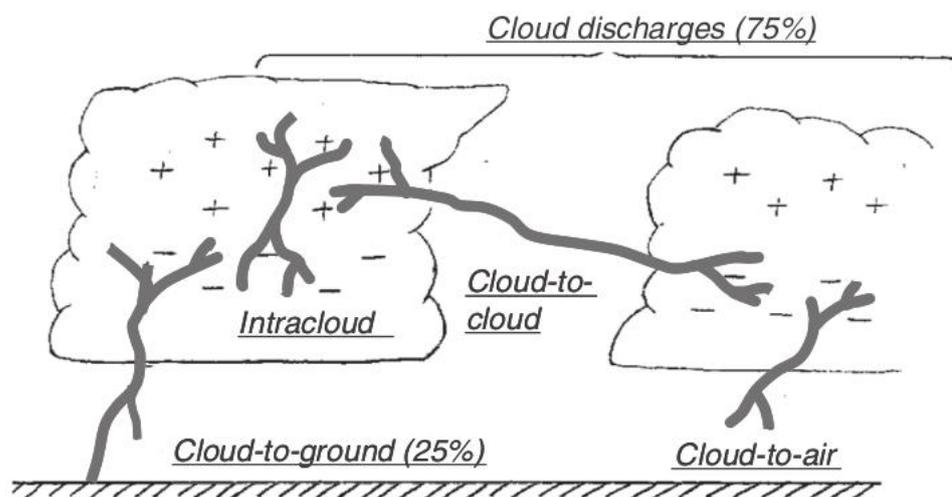


Figura 3.9: Tipos de rayos. Fuente: Rakov (2016b).

3.3.2.3. Base de datos de rayos *GLD360*

Bases de datos de rayos se pueden generar mediante sistemas de localización de rayos (LLS, por sus siglas en inglés) terrestres de largo alcance. LLS emplean diferentes sensores los cuales funcionan en frecuencias muy bajas/bajas (VLF/LF, por sus siglas en inglés) hasta frecuencias muy altas (VHF, por sus siglas en inglés) y pueden proporcionar casi en tiempo real datos globales de rayos (Cummins and Murphy, 2009; Nag et al., 2015). Un LLS con sensores VLF es la Base de datos Global de Rayos (GLD360, por sus siglas en inglés) de Vaisala. GLD360 ha sido evaluada por diversos estudios, los cuales encontraron una eficiencia del 60-70 % en la detección de rayos CG y una precisión promedio en la ubicación de 2-5 km en Norteamérica (Demetriades et al., 2010; Said et al., 2013; Mallick et al., 2014) y en algunas partes de Europa (Poelman et al., 2013; Pohjola and Mäkelä, 2013). Además, esta base de datos de rayos ya ha

sido utilizada en la región del NAM, [Holle and Murphy \(2015\)](#) usaron GLD360 para estudiar la distribución temporal y espacial de los rayos asociados con actividad convectiva y [Serra et al. \(2016\)](#) para caracterizar la intensidad/evolución del ciclo diurno convectivo. Sin embargo, en el presente trabajo emplearemos GLD360 para estudiar la actividad eléctrica en los MCSs. GLD360 es una red relativamente nueva la cual entro en operación a partir de septiembre de 2009 y cuya disponibilidad de datos para los usuarios es a partir de mayo de 2011 ([Demetriades et al., 2010](#)). Una descripción más detallada de GLD360 puede encontrarse en ([Said et al., 2010](#); [Said and Murphy, 2016](#)). Entre la información que contienen los datos de GLD360 está la siguiente:

1. Fecha y tiempo.
2. Latitud y longitud.
3. Amplitud máxima (kiloamperio-kA).
4. Polaridad (+/-).

(Fuente: <https://www.vaisala.com/es/products/data-subscriptions-and-reports/data-sets/gld360>)

Dichos datos nos ayudarán en el análisis de la actividad eléctrica que hay durante el ciclo de vida (inicio-madurez-disipación) de los MCSs. Desafortunadamente, solo analizaremos los MCSs que ocurren durante los veranos de 2011 hasta 2017 porque solo tenemos datos GLD360 para dicho periodo.

3.3.3. Reanálisis ERA5

Estudios han mostrado que datos de reanálisis (p. ej., ERA5) se pueden aplicar al estudio de las condiciones atmosféricas cuando ocurren sistemas organizados (p. ej., MCSs) en regiones tropicales y sub-tropicales ([Whitaker and Maloney, 2018](#); [Taylor and Klein, 2019](#); [Umakanth et al., 2019](#); [Phadtare and Bhat, 2019](#); [Farfán et al., 2020](#)) al igual que en otras latitudes ([Yun et al., 2019](#); [Celiński-Mysław et al., 2020](#); [Li et al., 2020](#); [Mathias et al., 2019](#)). ERA5 es la última y quinta generación de base de datos de reanálisis generada por el Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés). Esta base de datos tiene una mejor resolución espacial y temporal (0.25° y 1 hora en 37 niveles de presión) en comparación con su antecesor, ERA-Interim ([Hersbach et al., 2020](#)). Debido a su alta resolución espacial y dimensional (horizontal y vertical), ERA5 se utilizará para el análisis de las condiciones de la atmósfera a escala sinóptica que favorecen el inicio de los MCSs, su variabilidad interanual y su propagación. En el presente trabajo, utilizaremos las siguientes variables: altura geopotencial, humedad específica así como los componentes zonal (u , oeste-este) y meridional (v , sur-norte) en los niveles de presión: 700, 500 y 200 hPa. Los datos de la altura geopotencial, especialmente en el nivel de 200 hPa nos servirán para identificar la alta presión monzonal la cual puede favorecer circulaciones que impidan el transporte de humedad. La humedad específica y los componentes zonal y meridional en los niveles

de 700 y 500 hPa nos ayudarán en el análisis del transporte de humedad el cual juega un papel importante en el desarrollo de convección. Componentes zonales entre 700 y 500 hPa nos permitirán evaluar el “steering level wind” como un posible mecanismo para explicar la propagación de los MCSs.

3.4. Métodos para la identificación y seguimiento de MCSs

Para llevar a cabo una climatología de los MCSs, se requiere en primer lugar detectar dichos sistemas. Dicha detección incluye dos fases: identificación y seguimiento. En la primera, cada MCS es ubicado en cada una de las imágenes satelitales usando ciertos umbrales de temperatura de brillo y de área. En la segunda, se determina la trayectoria de cada MCS mediante el seguimiento de ciertas características de estos sistemas organizados en tiempos sucesivos (Williams and Houze, 1987; Boer and Ramanathan, 1997; Carvalho and Jones, 2001). Más detalles se abordarán a continuación.

3.4.1. Análisis de MCS por imágenes satelitales

A través de los años, diversos estudios ya han analizado MCSs usando imágenes del canal IR y/o Visible (VIS) obtenidas de satélites que orbitan de manera geoestacionaria (Desbois et al., 1988; Arnaud et al., 1992; Hodges and Thorncroft, 1997; Laing et al., 1999; Carvalho and Jones, 2001; Mathon and Laurent, 2001; Mathon et al., 2002b; Schröder et al., 2009; Yang et al., 2015; Ai et al., 2016; Norman and Trilaksono, 2019). Dichos estudios han tenido como objetivos identificar y clasificar este tipo de sistemas convectivos usando parámetros como el tamaño, la forma, su velocidad, la temperatura y/o altura de la nube estimados a partir de imágenes satelitales. En el canal VIS los MCSs pueden identificarse como píxeles con valores relativamente más bajos en comparación con píxeles no nublados. Sin embargo, el canal VIS tiene una desventaja solo puede utilizarse durante el día (luz del sol) al contrario del canal IR (día y noche). Por lo tanto la identificación y seguimiento de los MCSs en el canal IR es el más adecuado. Además, en el espectro del IR las variaciones en la radiancia están influenciadas principalmente por las nubes así como por la superficie de la tierra. Lo antes mencionado explica el porque se usará en este estudio el canal IR para separar los píxeles nublados de los no nublados.

3.4.2. Identificación de los MCSs

De acuerdo a la literatura, establecer un umbral de BT es la forma más común para definir un MCS en imágenes satelitales (Klitch et al., 1985; Desbois et al., 1988; Machado et al., 1992; Arnaud et al., 1992; Laurent et al., 2002; Machado and Laurent, 2004; Schröder et al., 2009; Huang et al., 2018). De acuerdo con Kidder et al. (1995), este método es el más antiguo, más simple y todavía el más utilizado para identificar MCSs a partir de imágenes satelitales. Una vez establecido un umbral de temperatura, se pueden

3.4 Métodos para la identificación y seguimiento de MCSs

estimar parámetros sobre la morfología de estos sistemas organizados incluyendo el área y la excentricidad (Carvalho and Jones, 2001; Vila and Machado, 2004; Yang et al., 2015).

Tabla 3.1: Base de datos, valores umbrales de BT, de área y de la distancia lineal usados en estudios previos de MCSs. Adaptación de Goyens et al. (2012)

Sources	Materials		Thresholds and cut-off area channels
	Satellite	channels	
Klitch et al. (1985)	GOES-5	IR and VIS	≤ 233 K and bright appearance in VIS
Desbois et al. (1988)	METEOSAT ISCCP (30 km, 3 h)	IR (10.5-12.5 μm) and WV (5.7-7.1 μm)	≤ 233 and ≤ 213 K
Machado et al. (1992)	METEOSAT ISCCP (30 km, 3 h)	IR (10.5-12.5 μm) and WV (0.4-1.1 μm)	≤ 233 K
Amaud et al. (1992)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 233 K
Hodges and Thorncroft (1997)	METEOSAT ISCCP (150 km, 3 h)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 258 K
Laurent et al. (1998)	METEOSAT (5 km, 3 h)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 233 and ≤ 213 K area cut-off = 500 km ²
Nuret and Chong (1998)	GMS-4 (5 km, 1 h)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 273 , ≤ 235 and ≤ 208 K
Machado et al. (1998)	GOES-7 ISCCP (30 km, 3 h)	IR (~ 11 μm)	≤ 245 and ≤ 218 K
Carvalho and Jones (2001)	GOES-8 (4 km, 1 h)	IR (~ 11 μm)	≤ 235 K, minimum radius = 100 km
Mathon et al. (2002)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 253 , ≤ 233 , ≤ 213 K area cut-off = 5000 km ²
Laurent et al. (2002)	GOES-8 (4 km and 30 min)	IR (~ 11 μm)	≤ 253 , ≤ 210 K area cut-off = 3500 km ²
Mathon et al. (2002)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (10.5-12.5 μm)	≤ 233 , ≤ 213 K, area cut-off = 5000 km ² and life cycle > 3 h
Wilcox (2003)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (10.5-12.5 μm) and WV (5.7-7.1 μm)	≤ 240 K
Machado and Laurent (2004)	GOES-8 (4 km and 30 min)	IR (~ 11 μm)	≤ 235 , ≤ 210 K, and area cut-off = 3 500 km ²
Feidas and Cartalis (2005)	METEOSAT (5-6.5 km, 30 min)	WV (10.5-12.5 μm)	≤ 233 K
Tomasini et al. (2006)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (10.8 μm)	≤ 233 K area cut-off = 3 500 km ²
Futyan and Del Genio (2007)	METEOSAT (smoothed) to 45 km, 1 h	IR	Large deep systems = BT _{min} 200 K radius 300 km for BT ≤ 254 K
Laing et al. (2008)	METEOSAT (5 km, 30 min)	IR (11.5 μm)	≤ 233 K
Schröder et al. (2009)	METEOSAT (3 km and 15, 30 and 60 min)	IR (10.8 μm) and WV (6.2 μm)	≤ 230 K, and area cut-off = 900 km ²

3. DATOS Y METODOLOGÍA

Además de definir un umbral de BT, varios estudios también sugieren utilizar un límite de área (Carvalho and Jones, 2001; Mathon and Laurent, 2001; Laurent et al., 2002; Mathon et al., 2002b; Machado and Laurent, 2004; Tomasini et al., 2006). Éste criterio es de gran utilidad ya que cualquier sistema que tenga un área debajo de este límite no se identifica ni se rastrea. En la Tabla (3.1) se muestra una perspectiva general de las distintas bases de datos, umbrales de temperatura, límite de área y la duración mínima usados en estudios previos para definir a un MCS. No existe un criterio universal en los valores de BT y de área utilizados para definir a un MCS; dichos valores se eligen en función del área de estudio, del periodo de interés y de los objetivos de la investigación. Los valores de BT varían desde 245 hasta 208 K mientras que los umbrales mínimos para el área tienen un rango desde 1,000 hasta 100,000 km^2 (Williams and Houze, 1987; Mapes and Houze, 1993; Farfán and Zehnder, 1994; Chen et al., 1996; Machado and Laurent, 2004; Pope et al., 2009; Goyens et al., 2012; Huang et al., 2018). En el presente estudio, se decidió hacer un histograma (Figura 3.10) con el rango de valores de BT (208-245 K) para definir adecuadamente el valor umbral. Se encontró que ≤ 220 K es el valor de BT es el más adecuado para la región del NAM porque representa dos terceras partes de los datos de BT. Además, ≤ 220 K es un valor similar al utilizado en estudios a corto plazo de MCSs en la región del NAM, p. ej., Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda (2012) y Mejia et al. (2016) utilizaron un umbral de BT ≤ 219 K y ≤ 221 K, respectivamente.

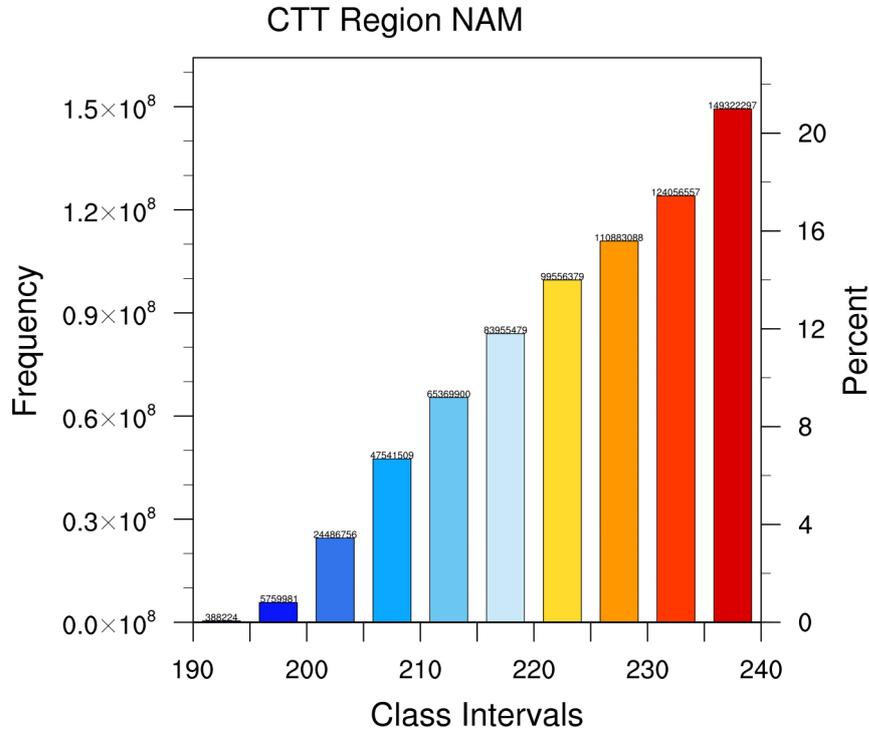


Figura 3.10: Histograma de todos los píxeles que caen en el rango de 190 K-240 K durante el periodo de 1995-2017.

3.4.3. Seguimiento de los MCSs

Con respecto al seguimiento de estos sistemas, diversos estudios han desarrollado diversos métodos y a continuación se hará una revisión de éstos. Uno de los primeros trabajos fue el de [Williams and Houze \(1987\)](#) quienes desarrollaron una de las primeras técnicas basadas en el traslape de área llamada AOL. Con la técnica AOL ellos pudieron hacer un seguimiento de convección organizada al que llamaron elemento clúster (CE, por sus siglas en inglés) durante el Experimento del Monzón de Invierno cerca de Borneo en diciembre de 1978. Ellos definen un CE (p. ej., MCS) como aquel sistema que cumple con un criterio de temperatura ≤ 213 K y que tiene un área de por lo menos $5,000 \text{ km}^2$. La técnica AOL se fundamenta en que un CE en el último tiempo corresponde ha otro CE un tiempo antes, si sus ubicaciones se traslapan lo suficiente atrás o adelante en el tiempo. Con base en esta metodología, ellos mostraron mediante observaciones satelitales varios procesos que suelen ocurrir durante el ciclo de vida de los CEs. Ellos definen que hay una correspondencia o “match” cuando un CE en un tiempo cubre al menos 10^4 km^2 del área de un CE en el siguiente paso y ésto debe ocurrir hacia adelante

3. DATOS Y METODOLOGÍA

y hacia atrás en el tiempo. Un CE se está disipando cuando hay un “match” solo hacia adelante. Mientras que un crecimiento rápido ocurre si un CE cumple el requerimiento de traslape cuando se evalúa hacia atrás en el tiempo. Mostraron que también ocurren divisiones y uniones las cuales pueden ocasionar errores en la estimación del movimiento de los CEs.

Años después, [Carvalho and Jones \(2001\)](#) utilizan imágenes satelitales para determinar las propiedades estructurales y el seguimiento del escudo de nube de sistemas convectivos que ocurrieron durante febrero de 1999 en la región de la Amazonia. A diferencia de ([Williams and Houze, 1987](#)), ellos utilizan un valor umbral de 0.3 en la correlación espacial entre el radio del escudo de nube del MCS y el umbral de BT en sistemas convectivos en imágenes consecutivas. En otras palabras, se trata de un mismo sistema si un evento está relativamente cerca y su área horizontal cambia muy poco entre imágenes consecutivas. Definen a un MCS como aquel sistema con una BT ≤ 235 K y un Radio ≥ 100 km. También proponen una nueva manera de estimar la orientación y la excentricidad de los sistemas convectivos mediante el cálculo de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés) y mencionan el efecto que tienen los procesos de unión y división en la estimación de la velocidad de propagación.

Posteriormente, [Vila et al. \(2008\)](#) retoman el método AOL propuesto por [Williams and Houze \(1987\)](#), para hacer un seguimiento y un pronóstico de la evolución de MCSs en la cuenca de la Plata en Sudamérica utilizando imágenes satelitales IR. Ellos encontraron que en los MCSs pueden ocurrir diferentes situaciones incluyendo la generación espontánea, la disipación natural, la continuidad, la división y la unión. Una generación espontánea o una disipación natural puede identificarse cuando no hay un traslape al comparar dos tiempos sucesivos. La continuidad de un MCS ocurre cuando hay un traslape tanto atrás como adelante en el tiempo. La división se caracteriza porque un evento que inicio en el primer paso de tiempo se traslapa con más de un MCS en el siguiente paso de tiempo, mientras que la unión ocurre en la situación contraria, es decir, en el primer paso de tiempo hay más de un MCS y en el siguiente tiempo solo un evento. La técnica con la cuál ellos pronóstican la trayectoria de los MCSs se basa en que su desplazamiento no cambia mucho en magnitud o dirección en escalas de tiempo cortas (p. ej., 30 minutos). Encontraron que el proceso de unión, de división y de generación espontánea afecta dicho pronóstico resultado del desplazamiento del centro de masa del MCS.

Después, [Fioleau and Roca \(2013\)](#) también utilizan imágenes satelitales IR con el objetivo de desarrollar un algoritmo de seguimiento de sistemas convectivos, el cual, se basa en la segmentación 3D (tiempo y espacio). El algoritmo se basa en un proceso iterativo de detección y crecimiento de los eventos. El proceso iterativo se detiene cuando el borde del escudo de nube del evento inicial (píxel y/o píxeles contiguos con un valor de 190 K) alcanza un umbral de temperatura de 235 K. Ellos muestran que el algoritmo es adecuado para el seguimiento de MCSs pequeños ($MCS < 5000 \text{ km}^2$). También mencionan que los procesos de unión y división afectan la estimación de la velocidad de propagación de estos sistemas.

Recientemente, [Huang et al. \(2018\)](#) desarrollaron un algoritmo para el seguimiento

de MCSs para bases de datos a largo plazo. Ellos utilizan imágenes satelitales IR que cubren la región tropical y subtropical a nivel global para el periodo de 1985-2008. Definen a un MCS como aquel sistema que tiene una $BT \leq 235$ K y una área de al menos 5 000 km². Ellos utilizan el método AOL propuesto por Williams and Houze (1987) más un filtro de Kalman, el cual se basa en que el estado de movimiento de un posible MCS en un tiempo es la evolución de un evento en un tiempo anterior. Con este método se puede predecir la ubicación del MCS mediante la comparación de la distancia euclidiana entre la posición predecida y la posición actual del MCS. Cuando hay más de un MCS en el siguiente paso de tiempo, sólo aquel que cumpla con cierto criterio de distancia se considera ser parte del mismo sistema identificado antes en el tiempo. Ellos mostraron que dicha conjunción de métodos es ideal para el seguimiento de MCSs que son pequeños y que se desplazan a gran velocidad.

En el presente estudio se eligió la metodología AOL porque ofrece un mejor seguimiento y una mayor certeza en comparación con otros métodos de seguimiento que utilizan la distancia entre MCS en tiempos seguidos (Carvalho and Jones, 2001). El problema con éste último método radica en que la distancia euclidiana entre MCSs en imágenes sucesivas se ve afectada por procesos de unión y división. Dichos procesos se esperaría que ocurran con mayor frecuencia en regiones de terreno complejo (p. ej., SMO en nuestra región de estudio) en comparación con regiones planas. En el presente estudio se utilizará un traslape del 25 %, el cual es apropiado para el seguimiento de MCSs como se ha reportado en estudios previos (Williams and Houze, 1987; Mathon and Laurent, 2001; Laurent et al., 2002; Machado and Laurent, 2004; Morel and Senesi, 2002a; Vila et al., 2008; Rehbein et al., 2018).

En el presente trabajo, los siguientes casos de MCSs son los que se considerarán para su análisis:

1. MCS que durante su ciclo de vida no se une o divide.
2. MCS que durante su ciclo de vida se une con otro sistema resultando en un nuevo sistema con una área de al menos 5,000 km².
3. Cuando un MCS durante su ciclo de vida se divide en dos o más sistemas de al menos 5,000 km², se seguirá al sistema con el de mayor área.

3.5. Metodología

Se describirá de manera breve el algoritmo que se utilizó para la identificación y seguimiento de los MCSs ocurridos en la región del Noroeste de México durante el verano y para el periodo 1995-2017.

3.5.1. Algoritmo de identificación y seguimiento

El algoritmo (Figura 3.11) que se usará en esta investigación será una modificación del propuesto por Schröder et al. (2009). Quienes estudiaron el ciclo diurno y el ciclo

3. DATOS Y METODOLOGÍA

de vida de MCSs en la región de África usando imágenes IR del satélite Meteosat-8.

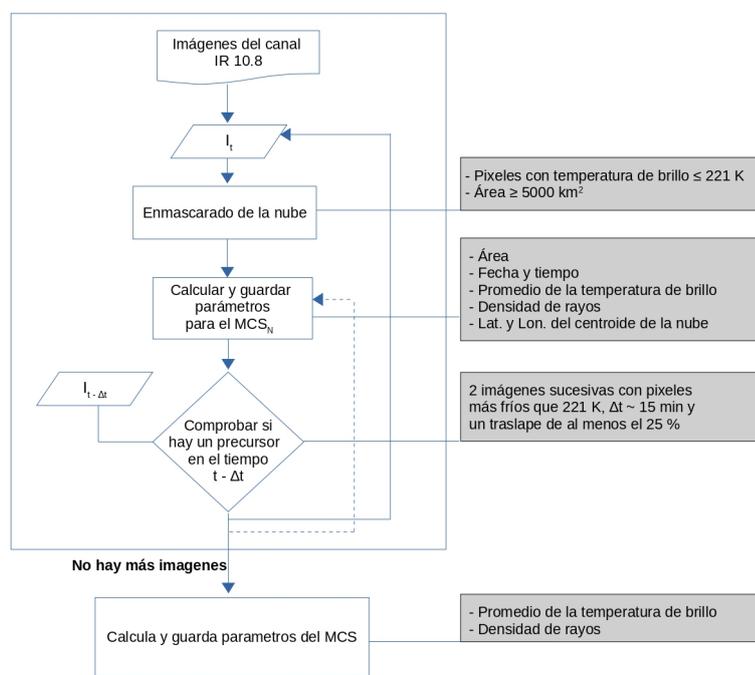


Figura 3.11: Esquema general del algoritmo de identificación y seguimiento de los MCSs.

Los datos, procesos y decisiones están representados por paralelogramos, rectángulos blancos y rombo, respectivamente. Adaptación de Schröder et al. (2009)

A continuación se describirá brevemente el proceso que sigue el algoritmo. Como primer paso, se identifican todos los eventos que cumplen con los criterios de área y BT (N veces MCS_N) en la imagen satelital GOES en el tiempo t (I_t). Posteriormente, por cada MCS_N se calculan y guardan ciertos parámetros de interés. El algoritmo avanza a la siguiente imagen, verifica si alguno de los eventos en ese tiempo es precursor de otro identificado en el paso de tiempo anterior ($I_t - \Delta t$), Δt en nuestra investigación es de 15 min (resolución mínima de los datos GOES). Dos eventos se consideran un mismo sistema si éstos tienen un traslape de área de al menos el 25 % en dos imágenes satelitales consecutivas. Para los eventos en el tiempo t (I_t) que no tienen un evento precursor, el algoritmo seguirá la línea punteada y calculará y guardará los parámetros; éstos eventos se consideran como posibles candidatos. Cuando ya no hay eventos en el tiempo t , el algoritmo ahora seguirá la línea sólida y en este caso la imagen satelital I_t pasaría a ser la imagen anterior ($I_t - \Delta t$) mientras que la imagen $I_t + \Delta t$ será la imagen a analizar, es decir se llevará a cabo el proceso antes mencionado (Enmascarado de la nube, calcular y guardar ciertos parámetros, comprobar si hay un precursor en el tiempo $t - \Delta t$). Una vez que dicho ciclo se haya realizado con todas las imágenes satelitales durante el periodo de estudio, el algoritmo calcula y guarda parámetros de

los eventos identificados. Solo aquellos eventos que cumplan con la definición de un MCS ($BT \leq 221$ K, $\text{área} \geq 5000$ km² y una duración ≥ 6 horas) serán considerados y analizados en la presente investigación.

3.5.2. Seguimiento de los MCSs

Una vez identificados todos los posibles eventos, es decir, todos los sistemas que cumplen con los umbrales de BT y de área. Se procedió al seguimiento de dichos eventos utilizando la metodología de traslape (más detalles en la sección 3.4.3) y con ello se logró definir la etapa inicial y final del MCS. En la Figura (3.12) se muestra de manera breve la técnica de traslape. En el panel superior (paso 1) se observan todos los posibles MCSs (p. ej., A1, B1 y C2) que se identificaron en imágenes satelitales en tiempos consecutivos (t_1 y t_2). En el panel de en medio se resalta el método de traslape de área (paso 2), cada posible MCS identificado en el tiempo actual (t_2) es evaluado con todos los eventos identificados en el paso anterior (t_1) mediante el porcentaje del área de traslape. En este ejemplo, el evento C2 en t_2 se asocia con dos posibles candidatos A1 y B1 identificados en t_1 . Cómo se puede notar en el panel del paso 2, el área de traslape de C2 con el evento A1 es mucho mayor en comparación con el área del evento B1, es decir $A(C2,A1) > A(C2,B1)$. Por lo tanto, en la última fase (panel inferior) se observa que el evento A1 y C2 pertenecen al mismo sistema. Este proceso se repite en cada uno de los tiempos durante cada uno de los 23 veranos. En esta investigación, nosotros definimos a un MCS como aquel sistema que tiene $BT \leq 221$ K, $\text{área} \geq 5000$ km² y una duración ≥ 6 horas. De acuerdo con esta definición, el algoritmo identificó 1594 eventos durante el periodo de estudio. En el siguiente capítulo se hablará de sus características temporales, espaciales, del mecanismo que mejor explica su propagación y de las condiciones atmosféricas que favorecen su ocurrencia, entre otras cuestiones.

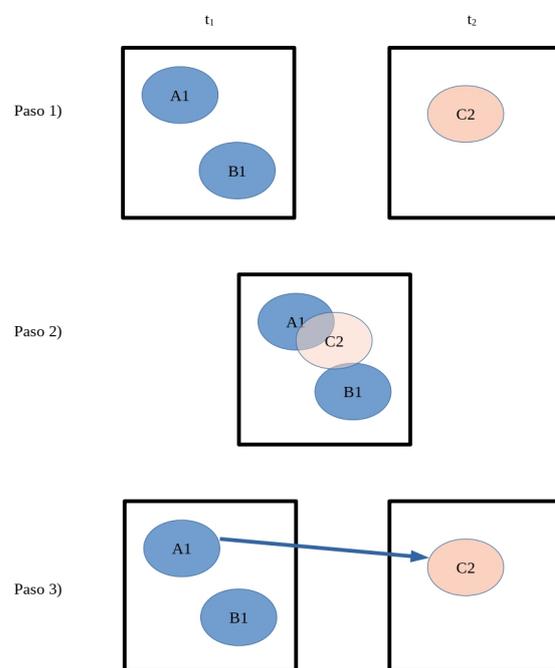


Figura 3.12: Esquema general del método de seguimiento de un MCS. Adaptación de Huang et al. (2018)

Resultados y discusión

En este capítulo se muestran los resultados del análisis de los MCSs que ocurrieron en la región del Noroeste de México durante 23 veranos. Una vez identificados estos sistemas organizados se analizará su variabilidad temporal (interanual e intraestacional) y espacial. También, se estudiará su intensificación a partir de datos de rayos y el mecanismo que mejor explica su propagación. Se analizarán las condiciones que favorecen su inicio, su propagación y se evaluará el papel de la advección por vientos en la propagación mediante datos de reanálisis ERA5.

4.1. Identificación de los MCSs

En el presente estudio, el algoritmo de identificación y seguimiento de un MCS usa como dato de entrada imágenes IR del satélite GOES. A continuación solo se mostrará de manera breve los pasos que sigue dicho algoritmo para la identificación de un MCS que ocurrió durante el verano de 2002 (para más detalles del algoritmo ver la sección 3.11). En el panel superior izquierdo de la Figura 4.1 se observa un mosaico de imágenes satelitales con los datos de la BT estimados por el satélite GOES, mientras que en el panel superior derecho se muestra el proceso de enmascaramiento, es decir todos los píxeles que cumplen con el umbral de BT ($BT \leq 221$ K) se les asignó un color y el resto de los píxeles quedaron en blanco. En el panel inferior se puede observar el proceso que siguió el algoritmo para identificar un posible MCS dentro del dominio de la región de estudio durante un paso de tiempo. En el primer paso (inciso a) se muestran todos los píxeles que cumplen con el criterio de BT y en el segundo paso (inciso b) se pueden observar dos regiones coherentes (región A y B), es decir regiones que tienen píxeles que están conectadas horizontalmente, verticalmente y diagonalmente entre sí. Si alguna de estas regiones cumple con el criterio de área ($\text{área} \geq 5000$ km²) se considera como un posible evento y se guardan ciertos parámetros (p. ej., latitud y longitud del centroide, área, entre otros). Las imágenes satelitales además de ayudar a la identificación de estos sistemas organizados son de gran utilidad para conocer su morfología/forma así como para su seguimiento en el tiempo. En las siguientes secciones hablaremos de ello.

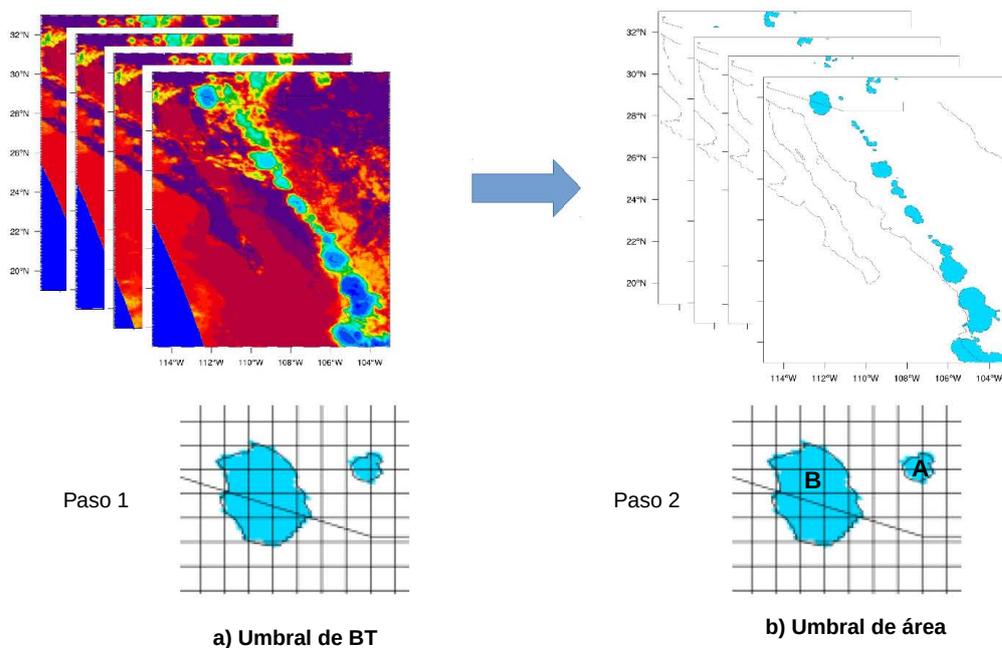


Figura 4.1: Esquema general del método de identificación de un MCS. Adaptación de Huang et al. (2018)

4.2. Morfología de los MCSs

Cómo se mencionó en la Introducción, estos sistemas organizados pueden clasificarse de acuerdo a la forma de su escudo de nube vista en imágenes satelitales como: MCC (circular) y PECS (elongado). En la comunidad meteorológica es bastante común utilizar el parámetro de excentricidad (ϵ) para llevar a cabo dicha clasificación (Maddox, 1980; Anderson and Arritt, 1998; Parker and Johnson, 2000; Jirak et al., 2003; Nesbitt et al., 2006; Liu and Zipser, 2013; Yang et al., 2015). En el presente estudio, un MCS será catalogado como MCC y PECS cuando tenga un valor ϵ mayor o menor que 0.7, respectivamente. En la Figura (4.2) se muestra un ejemplo de las dos categorías.

En la Figura (4.3) se puede observar la distribución espacial para dichas categorías durante la etapa inicial. Se observa que los MCC suelen ser muy pocos y suelen iniciar de manera dispersa (Figura 4.3a) incluyendo la región norte del NAM cerca de la frontera con Estados Unidos (p. ej., Sonora-Arizona, Chihuahua-Texas) así como en el lado oeste y este de la SMO. Mientras, los PECS dominan con un mayor número de

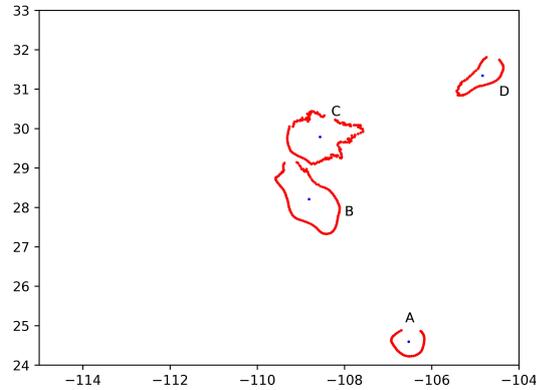


Figura 4.2: Clasificación de un MCS de acuerdo a su excentricidad (ϵ). El evento A ($\epsilon > 0.7$) y los eventos B, C y D ($\epsilon < 0.7$) corresponden a la categoría MCC y PECS, respectivamente

ocurrencia (aprox. 98 %) durante la etapa inicial, siendo la SMO y la costa de Sinaloa regiones muy activas (Figura 4.3b). PECS probablemente estén asociados con el terreno complejo y con el levantamiento orográfico que favorecen la formación de este tipo de MCSs, similar a lo que ocurre en algunas de las cadenas montañosas en Europa (Morel and Senesi, 2002b) y en la región de los Himalayas (Yang et al., 2015).

Estudios han encontrado que la morfología de los MCSs (p. ej., MCC o PECS, sistemas lineales (PS, TS, LS), entre otras categorías) puede ser muy importante, ya que sus diferentes formas o modos de organización pueden ser indicativo del tipo de tiempo severo que estos sistemas pueden llegar a generar (Jirak et al., 2003; Gallus Jr et al., 2008; Duda and Gallus, 2010). Por ejemplo, Jirak et al. (2003) encontraron en la región central de los Estados Unidos que los PECS producen mayor tiempo severo (valores altos del índice de amenaza de tiempo severo (SWEAT, por sus siglas en inglés)) y precipitación en comparación con los MCC. En la región del NAM, se esperaría que los PECS produzcan mayor precipitación que los MCC probablemente resultado de tener una mayor área de escudo de nube, como se ha reportado en otras regiones con orografía compleja (Yang et al., 2015; Liu et al., 2021b). Por otra parte, Gallus Jr et al. (2008) encontraron que de las nueve morfologías (ver su Figura 2) en que clasificaron a las tormentas que ocurrieron durante abril-agosto de 2002 en 10 estados de la región central de Estados Unidos. Líneas turbonadas interrumpidas o “Broken squall Lines (BL, por sus siglas en inglés)” fueron asociadas con la ocurrencia de tornados, Ecos en forma de arco o “Bow Echoes (BE, por sus siglas en inglés)” con vientos intensos, sistemas lineales con cualquier configuración de precipitación estratiforme (PS, LS, o TS) y BL con inundaciones repentinas. Como se ha mencionado anteriormente, diferentes modos de organización de convección (morfología) pueden estar asociados a diferentes daños

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

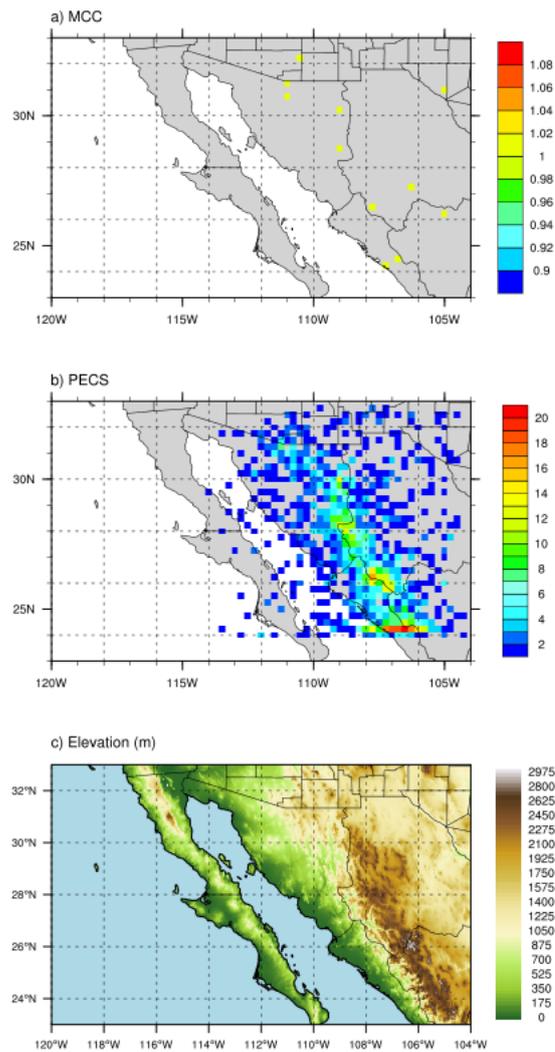


Figura 4.3: Ubicación espacial de los MCSs de acuerdo a su clasificación. MCC y PECS (panel superior y medio, respectivamente). Panel inferior muestra la orografía de la región (la barra de colores representa la elevación del terreno en metros).

por la ocurrencia de tiempo severo. Esto ha motivado a que en las últimas décadas se estudie que tan bien los modelos pueden simular la morfología de tormentas severas, ya que una mejor simulación de la morfología puede proporcionar una herramienta útil para el pronóstico y alertamiento de tiempo severo (Done et al., 2004; Snively and Gallus, 2014; Lebo and Morrison, 2015; Carlberg et al., 2018).

4.3. Distribución espacial de los MCSs

Durante los 23 veranos que se estudiaron (1995-2017) se identificaron 1594 MCSs sobre la región del Noroeste de México. En la Figura 4.4 se muestran las diferentes ubicaciones iniciales de los MCSs durante todo el periodo de estudio. Resaltan tres bandas latitudinales en donde los MCSs suelen iniciar: 24°-27°N, 27°-30°N y 30°-33°N a las cuales llamaremos de aquí en adelante Banda A, B y C, respectivamente. La Banda A está ubicada en la zona sur de la región del NAM, es decir la región costera de Sinaloa y sur de Sonora, una zona con gran actividad eléctrica resultado de tormentas nocturnas (p. ej., MCSs) (Lang et al., 2007; Holle and Murphy, 2015). La Banda B corresponde a la región de la ladera occidental de la SMO y el desarrollo convectivo en esta banda latitudinal está influenciado por diversos factores incluyendo el ciclo diurno de la convergencia de flujos (p. ej., la línea de convergencia se encuentra en la parte alta de la SMO alrededor del mediodía (Ciesielski and Johnson, 2008)), los flujos que ocurren en las laderas de la SMO debido al calentamiento superficial durante la mañana y la tarde (Johnson et al., 2010), las condiciones del ambiente sobre el terreno complejo incluyendo el calentamiento diurno y la disponibilidad de humedad (Nesbitt et al., 2008). La Banda C abarca la región norte del NAM, frontera de México con Estados Unidos, y ésta se caracteriza por tener relativamente menos actividad en comparación con las otras bandas latitudinales.

Con respecto a su frecuencia de ocurrencia (Figura 4.4b), los MCSs suelen iniciar habitualmente en la ladera occidental de la SMO una región caracterizada por una alta frecuencia de lluvias durante la tarde-noche (Gochis et al., 2004, 2007). En la región norte, frontera con Estados Unidos, se puede observar la ocurrencia de un menor número de tormentas. Dicha discrepancia puede ser resultado de las variaciones en la ubicación del anticiclón en niveles medios, de la disponibilidad de humedad en niveles medios de la tropósfera, así como un menor densidad de trayectorias de IVs (fenómeno sinóptico que favorece el inicio de los MCSs) (Heinselman and Schultz, 2006; Hoell et al., 2016; Lahmers et al., 2016). Además de la variabilidad espacial, los MCSs también suelen variar temporalmente, es decir, año con año y conforme el NAM se va desarrollando (Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012). A continuación se hablará de dicha variabilidad en el tiempo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

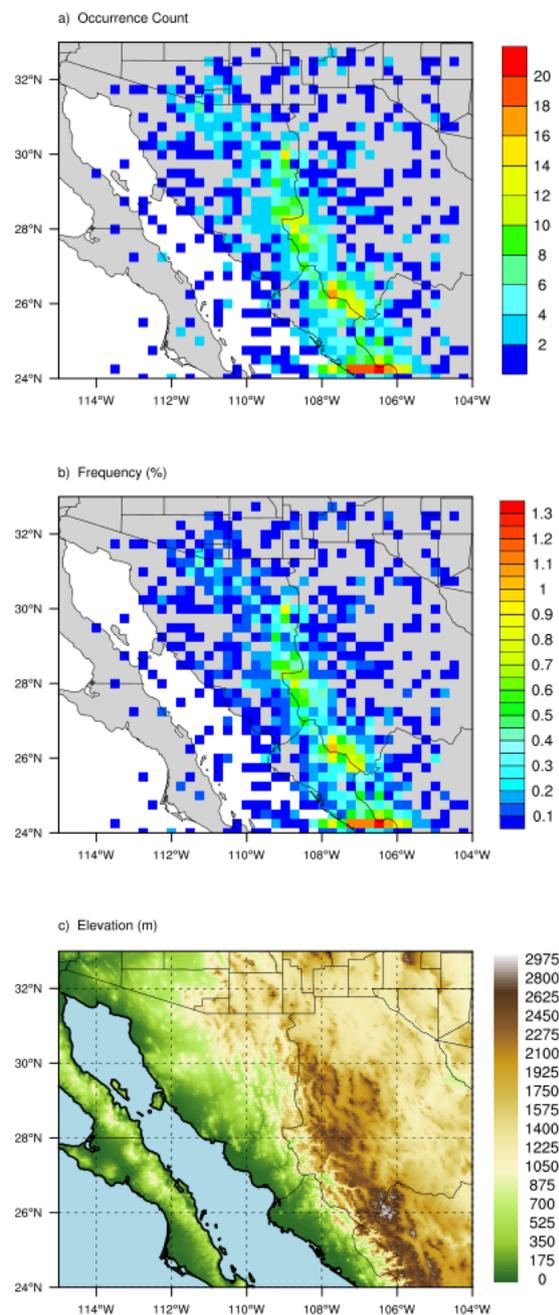


Figura 4.4: Ubicación de los MCSs durante su etapa inicial. a) Ocurrencia de los MCSs identificados, b) Frecuencia y c) Elevación del terreno. El panel superior y central fueron creados con las coordenadas del centroide de los MCSs en una malla con celdas de 0.25° ($\sim 28 \text{ km} \times 28 \text{ km}$) y la barra de colores indica la ocurrencia y frecuencia de los MCSs en cada celda de la malla.

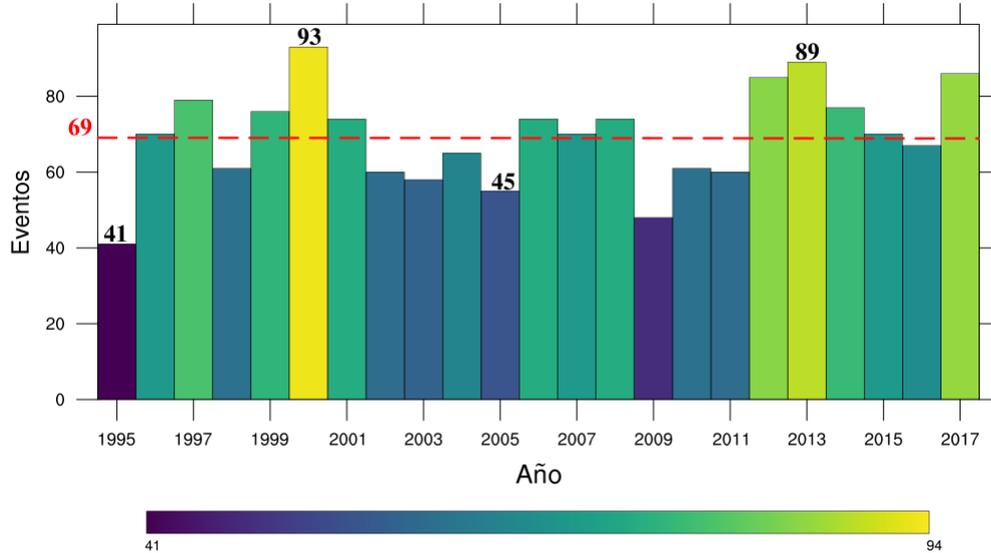


Figura 4.5: MCSs durante 1995 hasta 2017. La barra indica el número de eventos identificados durante los meses del NAM (junio-septiembre). La línea roja representa el valor promedio (número en rojo) de la variabilidad anual de los MCSs durante el periodo de estudio. Los números en negrita representan el total de eventos que ocurrieron en los dos años con mayor y menor actividad de MCSs.

4.4. Variabilidad temporal de los MCSs

4.4.1. Anualmente

En la Figura 4.5 se muestra el número de MCSs identificados por cada uno de los 23 años que conforman el periodo de estudio. No es de sorprenderse que exista una variabilidad interanual en el número de ocurrencia de estos eventos organizados en la región del NAM. Porque si bien es cierto que el NAM ocurre cada verano, éste fenómeno meteorológico tiene una variabilidad interanual e intraestacional dando como resultado en ocasiones un NAM muy activo (mucha actividad convectiva y precipitación) o inactivo (poca actividad convectiva y precipitación) (Adams and Comrie, 1997; Gutzler, 2004; Castro et al., 2007; Turrent and Cavazos, 2009; Cerezo-Mota et al., 2016).

En el presente estudio, como se puede observar en la Figura 4.5, encontramos una actividad promedio de 69 eventos y un rango que va desde los 41 hasta los 94 eventos. El año con la máxima ocurrencia de MCSs fue en el 2000 con un total de 94 eventos, el siguiente año más activo fue el 2013 (89 eventos). Mientras que la estación de verano de 1995 fue el año menos activo con un total de 41 eventos, seguido por 2009 (45 eventos).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La variabilidad interanual se ha vinculado a diversos mecanismos tanto forzamientos locales (contraste térmico océano-continente) como remotos incluyendo la migración e intensificación de la dorsal monzonal, la ocurrencia de ondas del este, de vaguadas invertidas (IVs, por sus siglas en inglés), entre otros forzantes (Diem et al., 2013; Cavazos et al., 2008; Bieda et al., 2009; Seastrand et al., 2015). Anomalías de la temperatura del mar (ENSO) también tienen un efecto en la variabilidad año con año resultado de la modulación en el inicio (temprano o tardío) del monzón y en la intensidad al igual que la ubicación de la alta presión monzonal (Castro et al., 2007; Higgins and Shi, 2001; Grimm et al., 2020).

Sin embargo, Douglas and Englehart (2007) desarrollaron un estudio climatológico de los fenómenos sinópticos que ocurren en la región del NAM. Y ellos encontraron que IVs son el fenómeno sinóptico transitorio más común y con poca variabilidad interanual en comparación con bajas segregadas¹, frentes fríos y vaguadas abiertas. Esto podría explicar la poca variabilidad en la ocurrencia anual respecto al valor promedio del presente estudio (69 eventos). Estudios previos han mostrado que las IVs tienen un rol importante en la formación de los MCSs resultado de una mayor inestabilidad de la atmósfera, una intensificación del flujo a nivel medio y de la cizalladura vertical del viento (Pytlak et al., 2005; Bieda et al., 2009; Finch and Johnson, 2010; Newman and Johnson, 2012). Más adelante se hablará de las condiciones sinópticas que ocurrieron durante los dos años más y menos activos. Seleccionar estos años extremos nos proporcionará una idea de si hay algún patrón sinóptico que se intensifique o debilite, resultando en una mayor o menor actividad de MCSs.

El NAM, al igual que otros regímenes monzonales incluyendo Australia (Wheeler and McBride, 2005), África (Couvreur et al., 2010) y Asia (Gadgil, 2003), tiene una gran variabilidad en el patrón del flujo sinóptico, la cual juega un rol fundamental en la intensificación o supresión de actividad convectiva profunda (p. ej., MCS). La actividad convectiva y los MCSs que ocurren durante periodos activos, generalmente dependen de perturbaciones sinópticas y subsinópticas cuyas escalas de tiempo van desde varios días hasta una semana (Seastrand et al., 2015; Lahmers et al., 2016). A continuación se analizará la variabilidad mes con mes que tienen los MCSs en la región de estudio.

4.4.2. Estacionalmente

En cuanto a la variabilidad estacional, es decir, durante los meses monzonales (junio-septiembre). En la Figura 4.6 se muestra el número de MCSs durante cada uno de los meses monzonales a lo largo del periodo de estudio (1995-2017). Como era de esperarse, los meses más activos son julio y agosto cuando el NAM domina las condiciones meteorológicas en comparación con el resto de los meses monzonales (junio y septiembre).

Sin embargo, este estudio climatológico encontramos algo inesperado. Algunos meses

¹cut off low = Baja segregada es un sistema de baja presión en los niveles altos que se ha separado por completo del flujo zonal en altura. Fuente: COMET Glossary of Meteorology and Hydrology Terms https://www.meted.ucar.edu/resources_gloss.php accesado el 26 de mayo de 2022.



Figura 4.6: MCSs durante los meses del NAM (junio-septiembre) desde 1995 hasta 2017.

La barra indica el número de eventos

de junio y septiembre tienen una actividad de ocurrencia de MCSs (rango de 14-24 eventos) similar a algunos meses activos. Por ejemplo: junio de 2000, 1999, 2001, 2015, 2016 y septiembre de 1997, 2014, 2010, 2013.

Dicho incremento en la actividad probablemente sea resultado de la existencia de periodos con mucha actividad convectiva (“bursts”) o con poca (“break”) durante esos años del NAM. Estudios previos han mostrado que “bursts” y “break” parecen estar asociados con fenómenos meteorológicos de gran escala que modulan la circulación atmosférica y la lluvia en periodos de 30-60 días (Carleton, 1986; Douglas and Englehart, 1998; Cavazos et al., 2002; Englehart and Douglas, 2006; Adams and Souza, 2009). Como por ejemplo, la Oscilación Madden–Julian (MJO, más detalles ver (Madden and Julian, 1971)) la cual tiene un efecto en la precipitación monzonal al amplificar las ondas del este en el Pacífico Oriental y al aumentar la probabilidad de que estas ondas desencadenen “gulf surges” (Higgins and Shi, 2001; Lorenz and Hartmann, 2006; Barlow and Salstein, 2006; Grimm et al., 2020).

Además de la variabilidad mes con mes en el número de ocurrencias de MCSs, hay una variabilidad en cuanto a su distribución espacial durante los meses del NAM. En la Figura 4.7 se puede observar la distribución espacial de las ubicaciones de los MCSs durante la etapa inicial a lo largo de los meses monzonales. Las variaciones que se pueden observar son: un incremento en el número de ocurrencias de los MCSs y regiones con una gran actividad de MCSs. Cuando el NAM inicia, las condiciones meteorológicas en la región cambian repentinamente, ya que hay una transición repentina de un mes (junio) relativamente seco y caluroso a un mes (julio) lluvioso y relativamente más frío resultado del incremento en la actividad convectiva (Adams and Comrie, 1997; Vera et al., 2006). El inicio del NAM varía regionalmente, primero llega a la región del Noroeste de México (junio) y después al suroeste de Estados Unidos (inicios de julio)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

(Douglas et al., 1993; Adams and Comrie, 1997; Vera et al., 2006). En junio (Figura 4.7a), hay una zona muy activa de iniciación de MCSs a lo largo de la SMO, a la cual llamaremos “corredor SMO”. También hay MCSs que suelen iniciar lejos del corredor SMO, p. ej., a lo largo de la Península de Baja California así como en el Altiplano Mexicano pero son poco frecuentes.

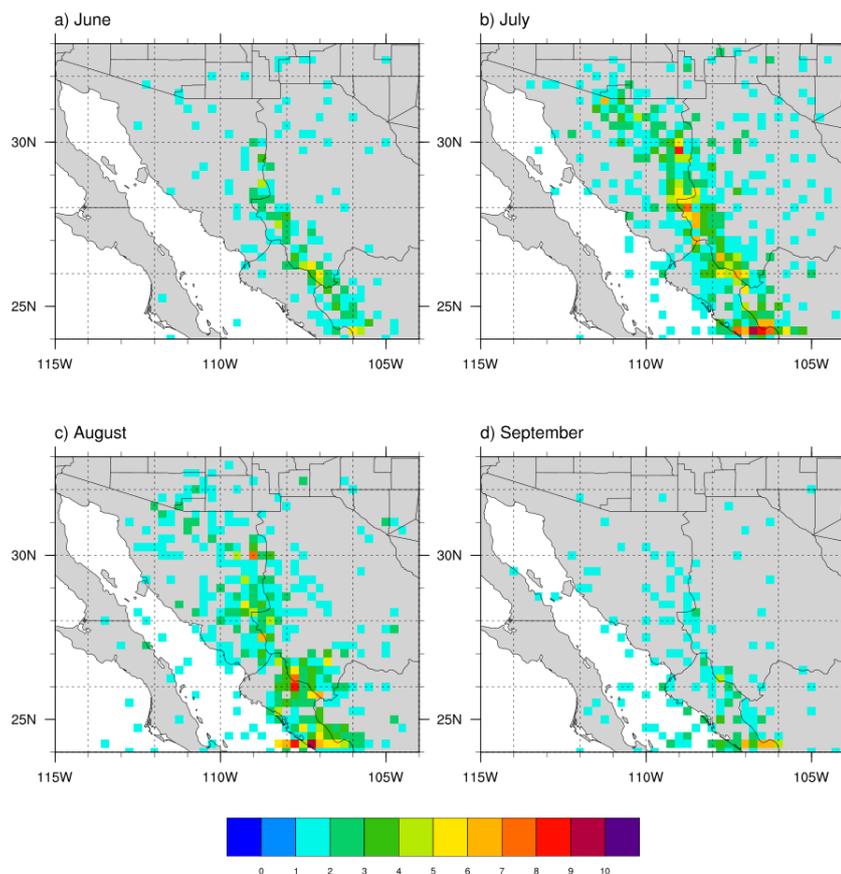


Figura 4.7: Distribución geográfica del inicio de MCSs durante junio-septiembre. La barra de colores representa el número de eventos

Durante los meses de julio y agosto (Figura 4.7b y c, respectivamente), el NAM domina la circulación atmosférica en la región y se observan los valores más altos en promedio de la precipitación (Douglas et al., 1993; Adams and Comrie, 1997) resultado de un incremento en la actividad convectiva organizada (p. ej., MCSs) como se confirma en el presente estudio. Encontramos un notable aumento en la ocurrencia de MCSs a lo largo del corredor SMO y a lo largo de la región costera de Sinaloa. Al final del NAM (septiembre, Figura 4.7d), notamos un decremento en la iniciación de MCSs en

el corredor SMO, sin embargo la región costera de Sinaloa permanece relativamente activa.

Estudios previos han mostrado que un fenómeno sinóptico que juega un papel importante en el inicio y desarrollo de MCSs son las IVs (Pytlak et al., 2005; Finch and Johnson, 2010; Newman and Johnson, 2012). Las IVs también suelen variar mes con mes durante el NAM y dicha variabilidad probablemente explique la variabilidad intra-estacional de los MCSs en términos de su frecuencia. Estudios previos, han mostrado que las IVs suelen ocurrir con mayor frecuencia durante la etapa de madurez del NAM en comparación con su etapa inicial (junio) y de decaimiento (septiembre) resultado de una amplificación de la dorsal monzonal (Bieda et al., 2009; Lahmers et al., 2016). El incremento en IVs es probablemente el responsable del incremento en el número de eventos de MCSs en el corredor SMO y a lo largo de la zona costera de Sinaloa durante julio y agosto. La disminución en el número de MCSs al final del NAM coincide con un menor número de ocurrencia y una menor densidad de trayectorias de IVs resultado de un debilitamiento y desplazamiento más hacia el sur de la dorsal monzonal (Bieda et al., 2009; Lahmers et al., 2016). Finalmente, a diferencia de (Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012) en este estudio climatológico encontramos que durante julio hay sistemas que inician a lo largo de la llanura costera y del GoC. Dicho patrón espacial probablemente se deba a la variabilidad interanual; quizá hay años en los que las condiciones (inestabilidad atmosférica, humedad en la columna atmosférica y algún forzamiento) en la llanura costera y el GoC son las óptimas para que ahí se formen MCSs.

Estudios previos han mostrado que el ciclo diurno de la actividad convectiva está estrechamente ligado a la topografía compleja de la región, convección inicia alrededor del mediodía y típicamente en los sitios más altos de la SMO. Algunas veces dicha convección se organiza y crece de escala (p. ej., MCSs) en las laderas occidentales de la SMO durante la tarde y las primeras horas de la noche (1500-1800 horas). Dicha convección organizada es capaz de llegar al GoC y su ciclo finaliza temprano en la mañana (0000-0800 horas) (Nesbitt et al., 2008; Rowe et al., 2008, 2012). Enseguida se abordará el ciclo diurno de los MCSs.

4.4.3. Ciclo diurno

Es importante saber si las distintas etapas de los MCSs (inicio, madurez y disipación) en esta región monzonal están vinculadas con el ciclo diurno de la radiación solar como se ha documentado en otras regiones del mundo (Durkee and Mote, 2010; Blamey and Reason, 2012; Yang et al., 2015). En la Figura 4.8 se muestra el ciclo diurno para dos etapas cruciales en el ciclo de vida de los MCSs (comienzo y disipación) identificados durante el periodo de estudio. Destaca la gran frecuencia de MCSs que empiezan durante la tarde-noche Tiempo Local (UTC-6), predominantemente en el lapso de las 14:00 a las 21:00 Tiempo Local. Un rango horario similar a lo reportado en otras regiones tropicales y monzonales donde la orografía y/o el calentamiento superficial durante el día juegan un rol importante en la activación de MCSs incluyendo

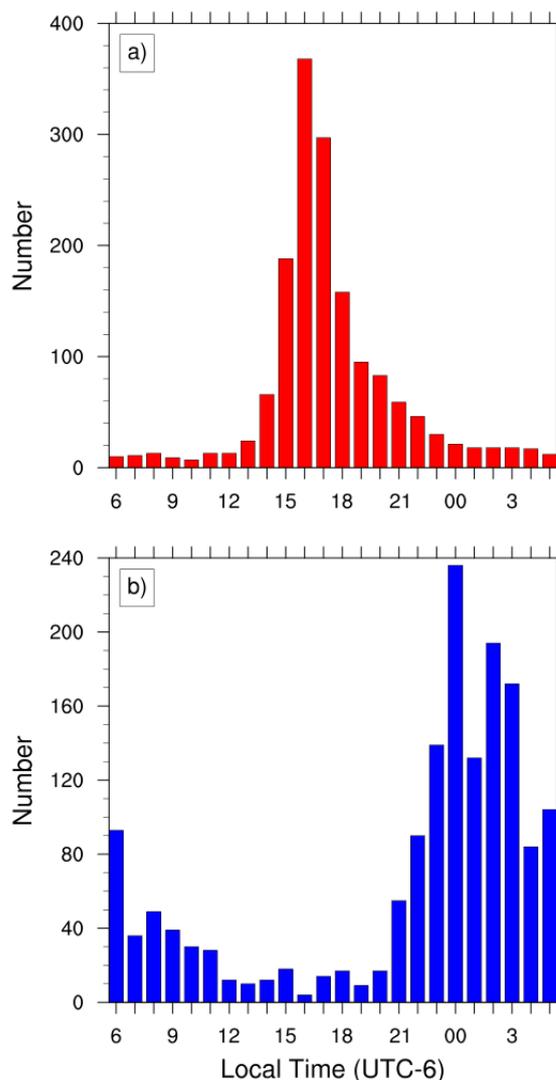


Figura 4.8: Ciclo diario de los MCSs durante su etapa de iniciación y de terminación panel a y b, respectivamente.

África central (Mathon and Laurent, 2001; Liu et al., 2019), Sudamérica (Sakamoto et al., 2011; Romatschke and Houze, 2010; Jaramillo et al., 2017) y el este de Asia (Jun et al., 2012).

Por otra parte, estudios previos en la región del NAM han documentado la ocurrencia de un gran número de eventos de precipitación intensa, principalmente, en las laderas occidentales de la SMO y en algunos lugares costeros durante la tarde-noche resultado de la ocurrencia de MCSs lo cual se ha confirmado en este estudio (Gochis et al., 2007; Nesbitt et al., 2008; Rowe et al., 2008). El rango horario (14:00-21:00

Tiempo Local) reportado en el presente estudio climatológico también coincide con los estudios de [Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda \(2012\)](#) (verano de 2004) y [Farfán et al. \(2020\)](#) (veranos de 2009-2018) quienes encontraron una gran actividad de MCSs durante el rango de 15:00-21:00 y 18:00-00:00 Tiempo Local, respectivamente. De la Figura 4.8a, también resalta un incremento notablemente en el inicio de los MCSs después del medio día alcanzando un valor máximo a las 16:00 Tiempo Local. [Nesbitt et al. \(2008\)](#), encontraron que si bien la actividad convectiva inicia alrededor del mediodía en las cimas de la SMO, es hasta las 15:00 Tiempo Local (similar a nuestro resultado de máxima ocurrencia de inicio 16:00 Tiempo Local) cuando convección profunda (p. ej., MCSs) ocurre en las laderas occidentales de la SMO. Dicha convección es resultado del tiempo que le toma a la convección inicial desplazarse hacia lugares con mejores condiciones atmosféricas (humedad en la columna atmosférica, atmósfera inestable) que favorezcan su desarrollo y organización.

En el presente estudio, encontramos que la gran mayoría de los MCSs suele disiparse a las 00:00 Tiempo Local como se observa en el ciclo diurno de disipación (Figura 4.8b). Nuestro rango de disipación predominante es durante la madrugada y la mañana (00:00-09:00 Tiempo Local) similar a lo reportado por [Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda \(2012\)](#) durante el verano de 2004. Sin embargo, a diferencia de [Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda \(2012\)](#), nosotros encontramos algunos MCSs que se disipan entre las 18:00-21:00 Tiempo Local lo cual probablemente se deba a la falta de algún mecanismo de forzamiento que genere las condiciones óptimas en la atmósfera que sigan favoreciendo su desarrollo y su duración. En cuanto a su ciclo de vida, nosotros hallamos que los MCSs suelen tener una duración promedio de 8 horas \pm 2 horas (una desviación estándar), un mínimo de 6 horas (criterio temporal utilizado en este estudio para definir un MCS) y un máximo de 27.50 horas. El tiempo de vida promedio que encontramos es menor que lo reportado en otras regiones con orografía compleja, por ejemplo en la región de la Meseta Tibetana (promedio de 12 horas, ([Meng et al., 2021](#))), en la región de China (promedio de 11 horas, ([Yang et al., 2015](#))) indicando un forzamiento sinóptico más débil en la región del NAM. Además de su ciclo diurno, estudios previos han mostrado que estos sistemas organizados suelen propagarse ([Farfán and Zehnder, 1994](#); [Lang et al., 2007](#); [Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012](#)). Enseguida se abordará dicha característica.

4.5. Propagación de los MCSs

Especialmente en meteorología operacional (p. ej., alertamiento), conocer hacia dónde se dirigen y a que velocidad se propagan los MCSs es de gran importancia porque sistemas móviles y duraderos generarán daños asociados con tiempo severo (inundaciones, granizadas, vientos intensos y rayos) sobre grandes áreas en comparación con sistemas móviles pero de poca duración. También el poder modelar y pronosticar mejor su propagación implica entender mejor los mecanismos responsables de ello ([Parker and Johnson, 2000, 2004b](#); [Schumacher and Johnson, 2005](#); [Fovell et al., 2006](#)).

4.5.1. Trayectorias

En la Figura 4.9 se muestran las distintas trayectorias de los MCSs para todo el periodo de estudio y resalta en primer lugar una mayor actividad de MCSs en el lado oeste de la SMO en comparación con el lado este posiblemente resultado de mejores condiciones atmosféricas (p. ej., transporte de humedad en niveles bajos y por ende una mayor disponibilidad de humedad, (Berbery, 2001)). Durante los veranos de 1995-2017 se encontró que una gran mayoría (40 %) de los MCSs suele iniciar a lo largo de la SMO y dirigirse hacia el GoC (Trayectoria 1 de aquí en adelante). De igual manera, hay sistemas que se dirigen de forma paralela a la SMO (llamada Trayectoria 2 de aquí en adelante) y desde la SMO hacia Chihuahua (nombrada Trayectoria 3 de aquí en adelante), con una frecuencia del 35 % y 18 %, respectivamente. Las trayectorias 1 y 2 confirman los regímenes de precipitación reportados por (Lang et al., 2007) durante el verano de 2004, régimen A (caracterizado por un movimiento transversal a la SMO) y B (determinado por una trayectoria a lo largo de la costa del GC) asociados con la ocurrencia de MCSs. Dichas trayectorias (1 y 2) ocurren en una región delimitada por la SMO y el GoC, la cual se caracteriza por la ocurrencia de lluvia convectiva muy intensa y por una alta densidad de ocurrencia de rayos (Gochis et al., 2004, 2007; Holle and Murphy, 2015). Las direcciones de movimiento de los MCSs en muchas de las ocasiones se pueden explicar por la dirección del viento en la capa atmosférica de 700-500 mb (Maddox et al., 1986; Miller and Fritsch, 1991; Farfán and Zehnder, 1994). Mientras que la velocidad de propagación se puede ver afecta por mecanismos como piscinas frías, ondas de gravedad y advección por vientos (Houze, 2004; Corfidi, 2003; Fovell et al., 2006). A continuación se analizará la velocidad de propagación, evolución de rayos e intensificación de los MCSs, dichas características se evaluarán únicamente para los MCSs identificados durante los veranos de 2011-2017 debido a la disponibilidad de los datos de rayos GDL360.

4.5.2. Rapidez de propagación

Para estimar la rapidez de propagación, nos enfocaremos solo en los MCSs que cumplan con los siguientes criterios:

- 1) MCSs que se dirigen hacia el GoC, de forma paralela a la SMO y hacia Chihuahua (trayectorias predominantes).
- 2) Eventos que ocurrieron durante los veranos de 2011-2017 (resolución temporal de rayos).
- 3) Eventos que inicien entre las 14:00 y 22:00 Tiempo Local (rango horario de inicio más frecuente).

En la Figura 4.10 se muestran los MCSs que cumplen con los criterios antes mencionados y para las cuales se estimaron la velocidad de propagación mediante dos técnicas:

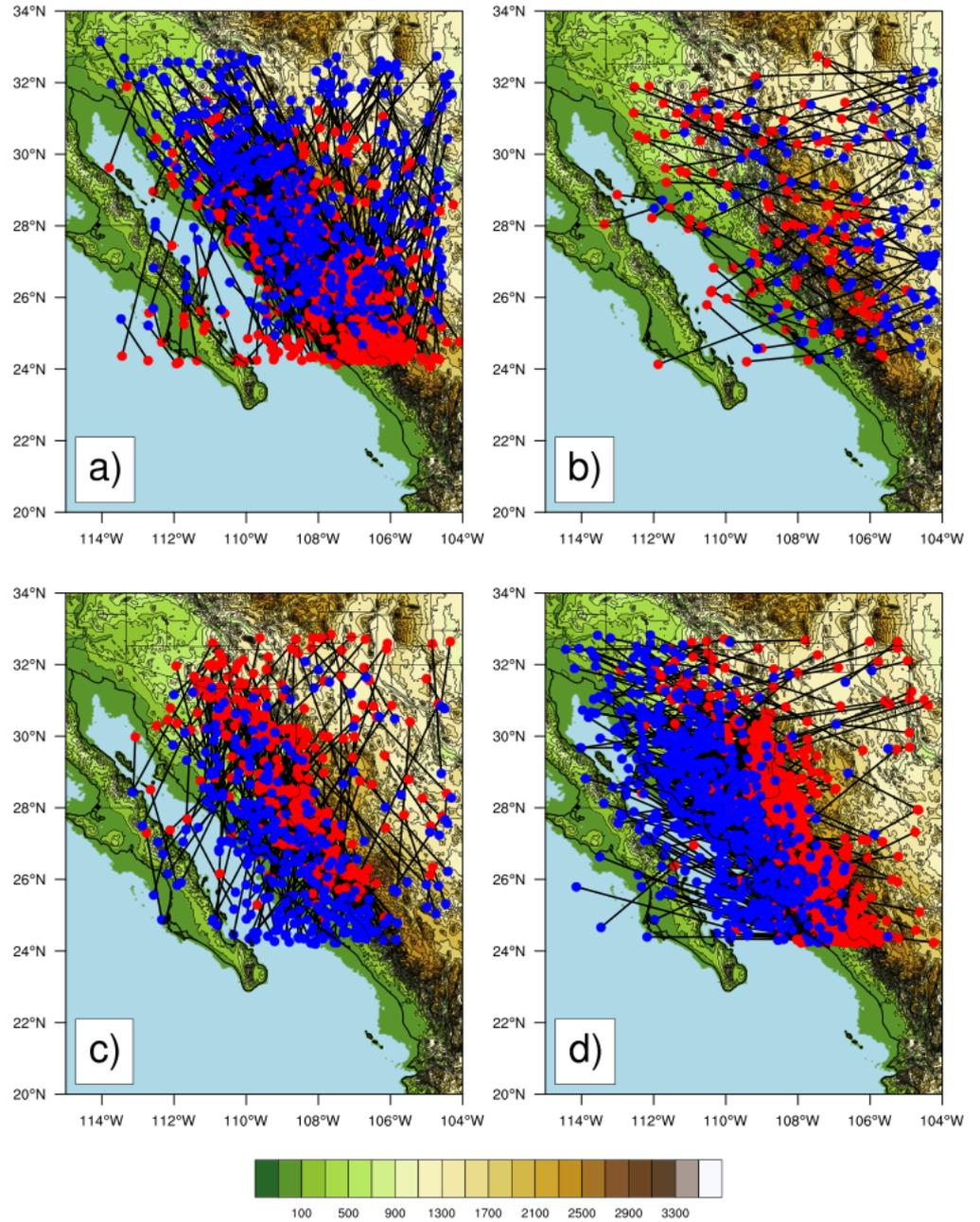


Figura 4.9: Trayectorias de los MCSs durante 1995-2017 y de acuerdo a su rumbo: Norte, Este, Sur y Oeste corresponden al panel a, b, c y d, respectivamente. El punto rojo (origen) y azul (final) de la trayectoria del MCS. La barra de color representa la elevación del terreno en metros sobre el nivel del mar (msnm).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1) Hovmöller y 2) Cambio del centroide del MCS durante la etapa inicial y final. Para esta última utilizaremos la fórmula de la velocidad en mecánica clásica (4.1).

$$v = \frac{\Delta d}{\Delta t} \quad (4.1)$$

Donde: v representa la velocidad (m/s), Δd y Δt representan la diferencia de la distancia (metros) y del tiempo (segundos), respectivamente.

El diagrama Hovmöller se caracteriza por ser un diagrama espacio-temporal. Donde el eje de las X corresponde a longitud o latitud y el eje de las Y al tiempo. Este tipo de diagrama es muy útil para observar y estimar la velocidad de propagación de fenómenos meteorológicos desde mesoescala hasta escala planetaria (Hovmöller, 1949; Martius et al., 2006; Persson, 2017).

Para hacer el diagrama Hovmöller, se utilizó un código diseñado en el Lenguaje de Comando de NCAR (NCL, en inglés) el cual requiere como datos de entrada los archivos NetCDF de las imágenes GOES. El código se corrió para cada una de las trayectorias predominantes (ver Figura 4.10). En la Figura 4.11 se muestran los resultados del diagrama Hovmöller para la Trayectoria 1 y 3 columna de la izquierda y derecha, respectivamente. De manera general, los MCSs que ocurren en ambas trayectorias se desplazan con una rapidez similar, es decir, con un valor promedio de 5.6 m/s. Sin embargo, al hacer un análisis en cada una de las 3 bandas latitudinales hay ciertas discrepancias. Por ejemplo, en la Banda A los eventos de la Trayectoria 1 (Figura 4.11a) se desplazan a una velocidad mayor en comparación con los de la Trayectoria 3 (Figura 4.11b). Dicho comportamiento, velocidad Trayectoria 1 > velocidad Trayectoria 3, se encuentra también en la Banda B (Figura 4.11c y d). Pero en la Banda C ocurre lo contrario, es decir, los MCSs en la Trayectoria 3 (Figura 4.11f) se propagan a una mayor rapidez en comparación con los de la Trayectoria 1 (Figura 4.11e). Los valores altos de rapidez en cada una de las bandas zonales probablemente se deban a que en esa trayectoria el mecanismo que favorece la propagación es relativamente más intenso.

Con respecto a la segunda técnica (cambio del centroide), se aplicó la Fórmula 4.1 para cada uno de los MCSs que conforman cada una de las 3 Trayectorias. En la Tabla (4.1) se muestran las velocidades para los MCSs que ocurrieron en la Banda A para la Trayectoria 1 y 3 letras en negrita y en itálica, respectivamente. En términos generales, la Trayectoria 1 tiene mayor número de eventos los cuales suelen durar relativamente más, recorrer mayor distancia y tienen valores de rapidez relativamente más altos en comparación con los MCSs de la Trayectoria 3. Dichas características también se encontraron tanto en la Banda B (Tabla 4.2) como en la Banda C (Tabla 4.3). En este estudio, encontramos que la técnica de Hovmöller y la del cambio del centroide muestran valores similares en la estimación de la velocidad para las trayectorias 1 y 3 en las distintas bandas latitudinales. La técnica del centroide toma en cuenta cada evento de manera independiente, mientras que el diagrama Hovmöller es un compuesto de todos los eventos.

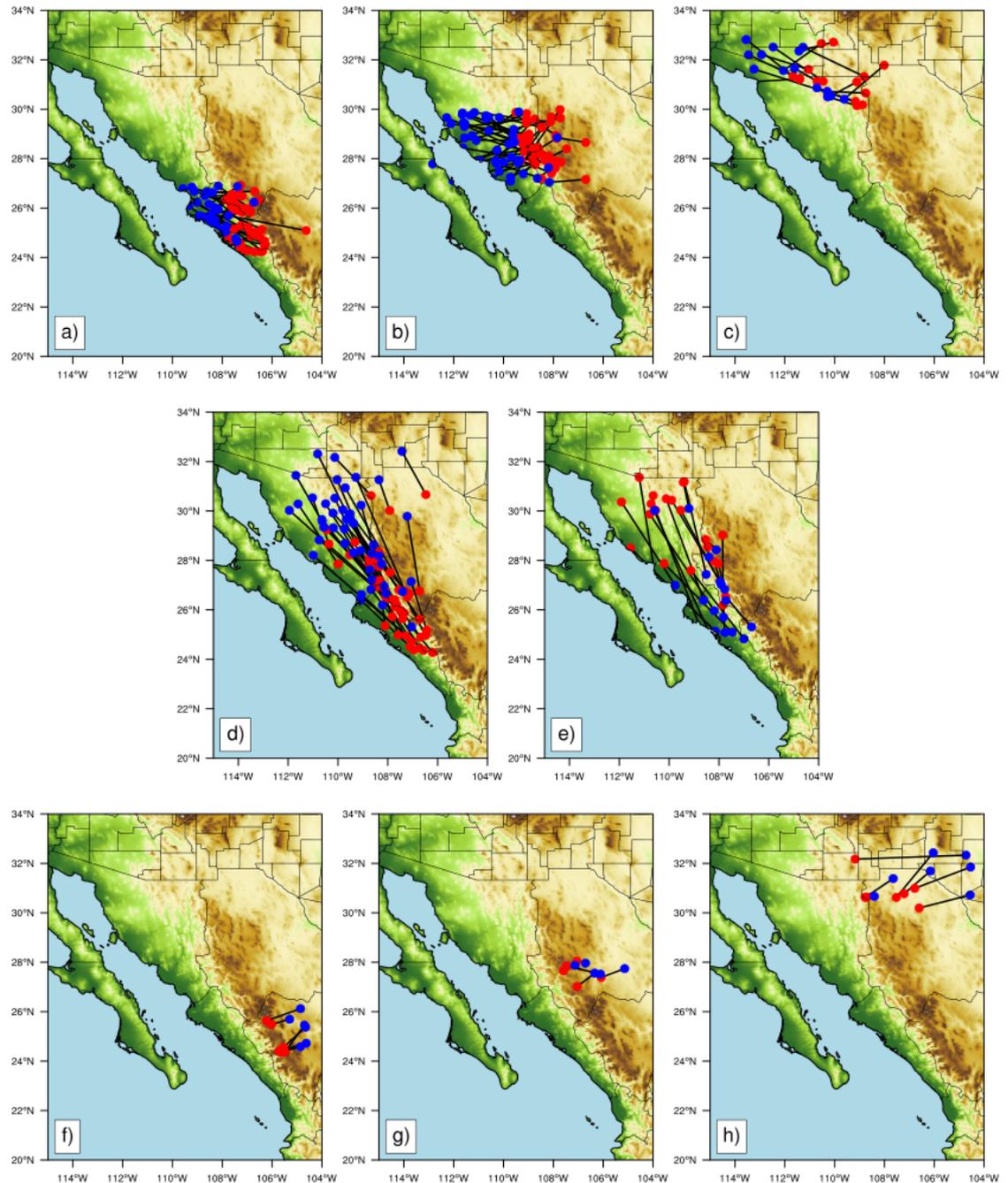


Figura 4.10: Trayectorias de MCSs durante 2011-2017. En el panel superior se muestra la Trayectoria 1 para las distintas bandas (A, B y C corresponden a los incisos a, b, y c, respectivamente). En el panel central se encuentra la Trayectoria 2 (Propagación hacia el Norte y Sur corresponden al inciso d y e, respectivamente). El panel inferior representa la Trayectoria 3 para las distintas bandas (A, B y C corresponden a los incisos f, g y h, respectivamente). En todos los paneles, el punto rojo (azul) significa el centroide del MCS durante su etapa inicial (final).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

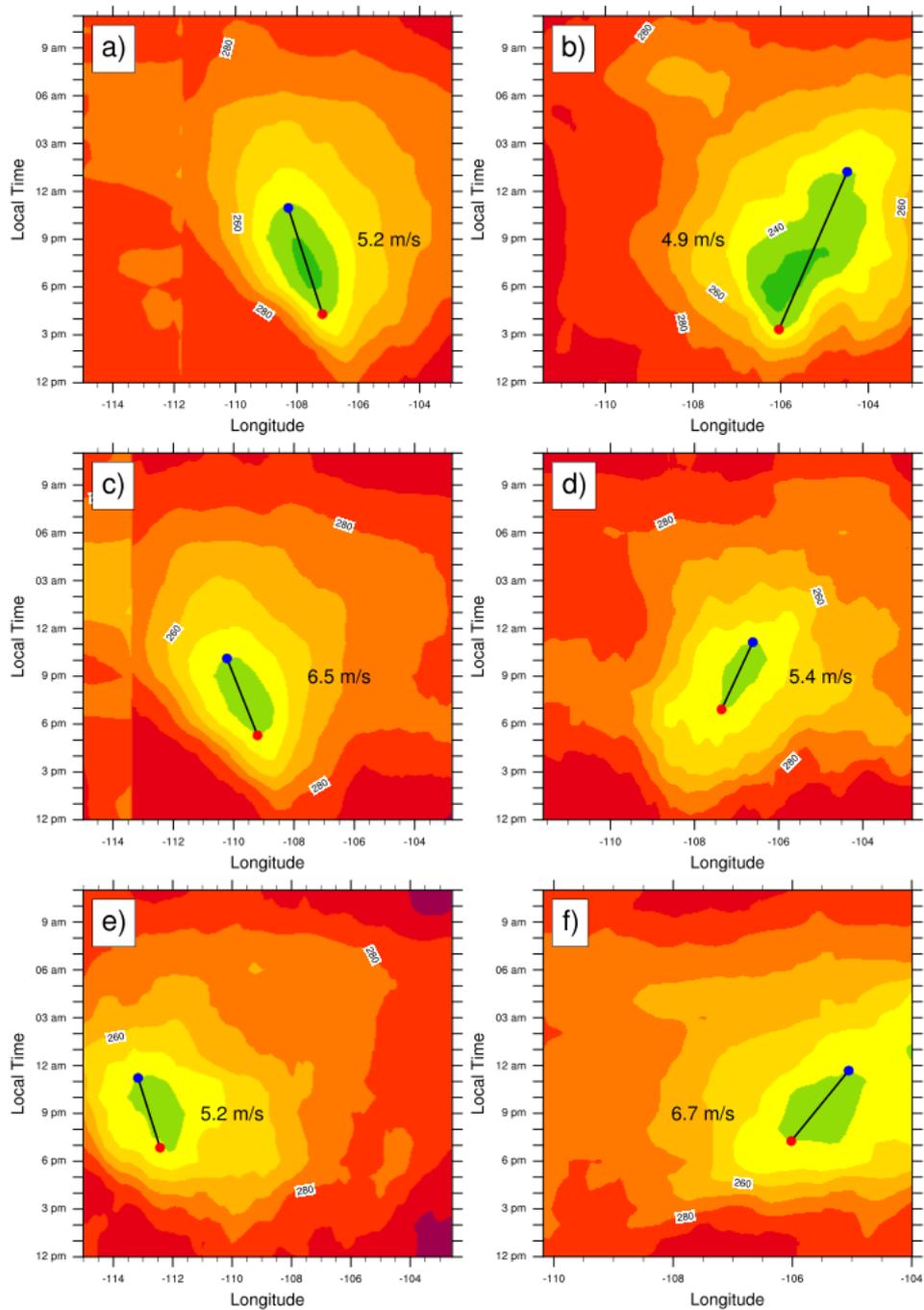


Figura 4.11: Hovmöller del ciclo diario de BT durante las Trayectorias 1 y 3 columna izquierda y derecha, respectivamente. Los incisos a y b representan las estimaciones de la velocidad para la Banda A. Mientras que c y d para la Banda B. Finalmente, e y f corresponden a la Banda C. En todos los paneles, la línea negra se utiliza para estimar la rapidez de propagación.

Tabla 4.1: Rapidez de propagación usando la técnica 2 (Cambio del centroide) para los MCSs en la Banda A. Promedio y \pm una desviación estándar (\pm). Letra en negrita (itálica) corresponde a la Trayectoria 1 (3).

Año	No.	Tiempo		Distancia		Rapidez	
		Horas		Kilómetros		m/s	
2011	3 <i>1</i>	8.66 (\pm 0.88)	<i>8.25</i>	224.448 (\pm 84.535)	<i>146.991</i>	7.42 (\pm 4.63)	<i>4.95</i>
2012	9	8.34 (\pm 1.90)		231.745 (\pm 51.792)		7.99 (\pm 2.38)	
2013	7 <i>1</i>	8.71 (\pm 2.59)	<i>8.25</i>	220.181 (\pm 89.443)	<i>83.651</i>	9.22 (\pm 2.96)	<i>2.82</i>
2014	4 <i>1</i>	8.99 (\pm 1.52)	<i>6.50</i>	104.707 (\pm 96.155)	<i>76.532</i>	3.16 (\pm 3.07)	<i>3.27</i>
2015	5	7.88 (\pm 1.28)		187.398 (\pm 63.990)		6.55 (\pm 1.77)	
2016	6	10.36 (\pm 3.91)		160.102 (\pm 47.229)		4.71 (\pm 1.93)	
2017	7 <i>3</i>	8.94 (\pm 2.79)	<i>8.08</i> (\pm 0.76)	125.344 (\pm 55.698)	<i>128.808</i> (\pm 13.869)	3.81 (\pm 1.44)	<i>4.48</i> (\pm 0.93)
Todos los MCS	39 <i>6</i>	8.83 (\pm 2.39)	<i>7.88</i> (\pm 0.83)	182.784 (\pm 78.243)	<i>115.600</i> (\pm 29.801)	6.17 (\pm 3.01)	<i>4.08</i> (\pm 1.02)

Tabla 4.2: Similar a 4.1, pero para MCSs en la Banda B.

Año	No.	Tiempo		Distancia		Rapidez	
		Horas		Kilómetros		m/s	
2011	6	10.29 (\pm 4.36)		222.638 (\pm 76.027)		7.14 (\pm 4.13)	
2012	12 <i>1</i>	9.47 (\pm 1.99)	<i>6.5</i>	257.555 (\pm 86.897)	<i>91.974</i>	7.81 (\pm 2.62)	<i>3.93</i>
2013	4 <i>1</i>	11.08 (\pm 1.35)	<i>6.7</i>	279.468 (\pm 158.351)	<i>52.042</i>	6.75 (\pm 2.89)	<i>2.17</i>
2014	2	8.00 (\pm 1.41)		297.990 (\pm 110.543)		10.86 (\pm 5.76)	
2015	9	9.84 (\pm 3.74)		174.750 (\pm 72.202)		5.43 (\pm 2.23)	
2016	6	8.08 (\pm 1.08)		162.853 (\pm 93.987)		5.58 (\pm 3.03)	
2017	7 <i>3</i>	9.44 (\pm 1.72)	<i>6.50</i> (\pm 0.87)	258.274 (\pm 56.048)	<i>91.969</i> (\pm 52.763)	7.81 (\pm 2.09)	<i>3.83</i> (\pm 1.92)
Todos los MCS	46 <i>5</i>	9.54 (\pm 2.64)	<i>6.53</i> (\pm 0.62)	228.220 (\pm 93.402)	<i>83.984</i> (\pm 41.362)	7.01 (\pm 3.01)	<i>3.52</i> (\pm 1.55)

Tabla 4.3: Similar a 4.1, pero para MCSs en la Banda C.

Año	No.	Tiempo		Distancia		Rapidez	
		Horas		Kilómetros		m/s	
2011	1	7.33		241.940		9.16	
2012	1	7.75		189.908		6.81	
2013	1 <i>3</i>	6.25	<i>8.83</i> (\pm 3.09)	223.041	<i>125.422</i> (\pm 89.386)	9.91	<i>3.87</i> (\pm 2.97)
2014	3 <i>1</i>	8.00 (\pm 2.29)	<i>7.00</i>	259.734 (\pm 147.752)	<i>233.473</i>	8.81 (\pm 4.13)	<i>9.26</i>
2015	3 <i>1</i>	8.38 (\pm 2.38)	<i>10.25</i>	152.052 (\pm 36.968)	<i>245.197</i>	5.09 (\pm 0.30)	<i>6.64</i>
2016	4	8.63 (\pm 1.85)		201.693 (\pm 54.328)		6.83 (\pm 2.42)	
2017	2 <i>2</i>	7.13 (\pm 0.53)	<i>8.63</i> (\pm 0.88)	152.256 (\pm 68.999)	<i>278.122</i> (\pm 199.658)	6.05 (\pm 3.14)	<i>8.68</i> (\pm 5.54)
Todos los MCS	15 <i>7</i>	7.95 (\pm 1.68)	<i>8.71</i> (\pm 2.05)	200.103 (\pm 77.724)	<i>201.597</i> (\pm 121.024)	7.13 (\pm 2.64)	<i>6.41</i> (\pm 3.79)

Con respecto a la Trayectoria 2, solo mostraremos los resultados de la técnica 2 (cambio del centroide), ya que la primera técnica tiene problemas al estimar la rapidez de propagación probablemente resultado de la diversidad en dirección y velocidad de

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

propagación que tienen los MCSs en esta trayectoria. En la Tabla 4.4 se muestran los resultados de los MCSs que se dirigen hacia el Norte y en la Tabla 4.5 los que viajan hacia el Sur. En este estudio, encontramos que los eventos de esta trayectoria son los que tienen los valores más altos de rapidez de propagación (rango promedio de 8.71-9.42 m/s), esto probablemente se deba a que las condiciones en la atmósfera (inestabilidad, cizalladura del viento, humedad y el forzante) son más favorables para una mayor intensificación del mecanismo que favorece la propagación de los MCSs en esta trayectoria en comparación con el resto de las trayectorias.

Tabla 4.4: Estimación de la rapidez de propagación para MCSs de la Trayectoria 2 y con dirección hacia el Norte. Promedio y \pm una desviación estándar (σ).

Año	No.	Tiempo Horas	Distancia Kilómetros	Rapidez m/s
2011	4	9.50 (\pm 3.51)	361.499 (\pm 219.201)	9.84 (\pm 2.97)
2012	5	12.55 (\pm 7.11)	351.333 (\pm 138.780)	8.37 (\pm 1.44)
2013	8	10.77 (\pm 2.54)	350.710 (\pm 199.238)	8.62 (\pm 3.52)
2014	7	11.51 (\pm 3.54)	335.037 (\pm 90.888)	8.61 (\pm 2.73)
2015	10	9.45 (\pm 2.49)	285.429 (\pm 148.472)	8.11 (\pm 3.04)
2016	7	9.14 (\pm 2.84)	329.511 (\pm 129.175)	9.86 (\pm 1.47)
2017	5	8.85 (\pm 1.34)	259.683 (\pm 115.096)	7.90 (\pm 2.97)
Todos los MCS	46	10.01 (\pm 3.43)	313.293 (\pm 136.807)	8.71 (\pm 2.68)

Tabla 4.5: Similar a 4.4, pero para MCSs que se dirigen hacia el Sur.

Año	No.	Tiempo Horas	Distancia Kilómetros	Rapidez m/s
2011	3	10.39 (\pm 3.72)	399.287 (\pm 273.611)	9.69 (\pm 4.18)
2012	2	8.29 (\pm 2.77)	452.913 (\pm 37.550)	15.85 (\pm 4.04)
2013	5	9.42 (\pm 3.77)	357.121 (\pm 258.112)	9.85 (\pm 5.91)
2014	1	9.08	117.467	3.59
2015	4	13.41 (\pm 7.54)	326.162 (\pm 186.818)	6.83 (\pm 3.72)
2016	1	6.75	45.810	1.89
2017	5	8.13 (\pm 1.19)	328.611 (\pm 146.695)	10.99 (\pm 4.37)
Todos los MCS	21	9.76 (\pm 4.19)	333.346 (\pm 197.796)	9.42 (\pm 5.11)

En términos generales, los MCSs en las 3 trayectorias tienen velocidades promedio entre 3.52-9.42 m/s, es decir, valores menores a la velocidad promedio con la que se desplaza una onda de gravedad (15 m/s, (Mapes et al., 2003)) y velocidades relativamente mayores a la velocidad del “steering level wind” entre 700 y 500 mb. Los valores de rapidez encontrados en el presente estudio implican que la propagación de MCSs no es por advección de los vientos ni tampoco por una onda de gravedad sino por piscinas frías como se ha propuesto anteriormente por (Lang et al., 2007) y (Rowe et al., 2012). Desafortunadamente, la falta de redes observacionales densas y de un radar meteorológico en esta región de México limitan la identificación y la evaluación del papel de las piscinas frías en la propagación de los MCSs. Más detalles de las condiciones atmosféricas en las 3 trayectorias se abordarán en la sección 1. Además, como se mencionó en la introducción los MCSs son capaces de generar tiempo severo y por ello en la siguiente sección analizaremos su actividad eléctrica.

4.6. Actividad eléctrica de los MCSs

En el presente estudio utilizaremos datos de rayos CG para analizar la actividad eléctrica de los MCSs similar a otros estudios (p.ej., (Goodman et al., 1988; Parker et al., 2001; Dotzek et al., 2005; Mattos and Machado, 2011; Wang et al., 2016)). No hay que olvidar que la actividad eléctrica se analizara para un periodo relativamente corto (2011-2017) (motivos ver la sección 3.3.2.3). En este estudio, usaremos los datos de rayos GLD360 para caracterizar la intensidad/evolución del ciclo de vida de los MCSs en las tres trayectorias predominantes que encontramos (detalles de las trayectorias ver la sección 4.5.1). El ciclo de vida de los MCSs se dividió en dos etapas: Etapa

1 (Inicio-Madurez) y Etapa 2 (Madurez-Disipación). El inicio se define como aquel tiempo en el que se cumplen los criterios que definen a un MCS (ver criterios en la sección 4.1). Mientras que madurez es aquel tiempo cuando el MCS alcanza su área máxima y disipación el momento cuando deja de cumplir con los criterios que definen a un MCS.

En la Figura (4.12) se muestra para todas las trayectorias la sumatoria de los rayos (eje Y) durante las dos etapas versus el área del MCS (área máxima y disipación representan al eje X en el panel superior e inferior, respectivamente). De manera general, se observa que independientemente de la trayectoria hay un mayor número de rayos durante la Etapa 1 (Figura 4.12 panel superior) en comparación con la Etapa 2 (Figura 4.12 panel inferior) lo cual es consistente con la ocurrencia de una intensificación de las corrientes ascendentes en la región convectiva del MCS durante su etapa de desarrollo (Houze, 1989, 2004, 2018). Sin embargo, la Trayectoria 3 es la que tiene menor sumatoria de rayos en comparación con el resto de las trayectorias, es decir, ésta trayectoria es relativamente menos intensa. Dicha disminución de rayos probablemente sea resultado de la disminución en el número de horas de tormenta, el cual es definido por Holle and Murphy (2015) como cualquier tiempo UTC en el cual dos o más rayos se observan en una zona de 40 x 40 km.

Por otra parte, para todas las trayectorias el aumento en la ocurrencia de rayos en la etapa 1 probablemente se deba a una intensificación de las corrientes ascendentes por la pendiente del terreno como se ha reportado en otras regiones (Orville, 1991; Dissing and Verbyla, 2003; Goswami et al., 2010; Galanaki et al., 2015; Oulkar et al., 2019; Yusnaini et al., 2021). También, se encontró en general una tendencia positiva (mejor definida durante la Etapa 1) entre la sumatoria de rayos y el área del MCS, en otras palabras conforme el MCS es más grande se observa una mayor ocurrencia de rayos. Dicha tendencia se ha encontrado en estudios previos donde la topografía no juega un papel tan importante. Por ejemplo, Mattos and Machado (2011) encontraron un rápido crecimiento en el área con un incremento en la actividad eléctrica (rayos) en MCSs de Brasil. Por su parte, Makowski et al. (2013) encontraron en MCSs de Oklahoma que el máximo en el total de rayos tienden a estar asociado con escudos de nube más grandes (221 K).

4.7. Condiciones sinópticas

4.7.1. Interanual

Utilizando datos de ERA5, se realizó un compuesto para conocer las condiciones atmosféricas que ocurrieron durante los dos años más y menos activos. En la Figura 4.13 se muestra lo ocurrido durante los años 2000 y 2013 (más activos), en la columna de la izquierda las condiciones atmosféricas durante el periodo 1995-2017 para los meses de junio (Figura 4.13a), julio (4.13d), agosto (4.13g) y septiembre (4.13j). En la columna central lo ocurrido durante los años más activos y en la columna de la derecha las

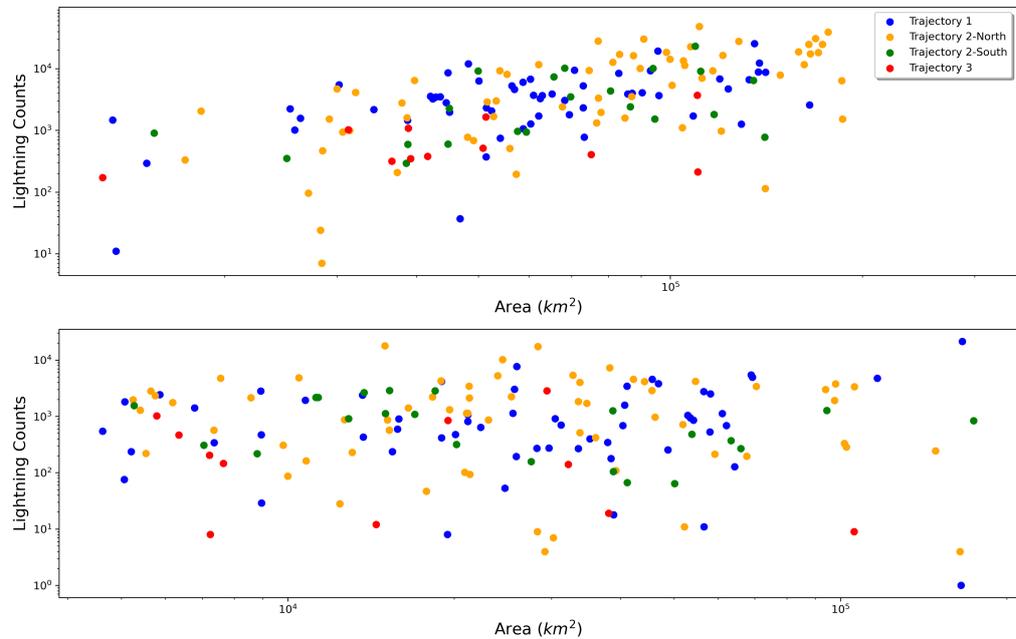


Figura 4.12: Diagrama de dispersión del conteo de rayos (escala logarítmica) versus área (escala logarítmica) para todas las trayectorias durante 2011-2017. Etapa 1 (2) corresponde al inciso a (b).

anomalías de la altura geopotencial, es decir la desviación de esta variable atmosférica con respecto al promedio del periodo de estudio (1995-2017). En la Figura 4.14 se observa lo acontecido para los años 1995 y 2009 (menos activos). En general, durante los años más activo la alta presión monzonal fue más intensa (valores más altos de anomalías) y se ubicó relativamente más al norte de lo normal (promedio 1995-2017), especialmente durante junio y julio, en comparación con los años menos activos. Dicho patrón sinóptico corresponde al patrón de tiempo severo I identificado previamente por (Maddox et al., 1995), también al primer y tercer modo de la Función Empírica Ortogonal (EOF, en inglés) en el estudio de (Mazon et al., 2016) y (Yang et al., 2019), respectivamente. El movimiento hacia el norte de la alta presión subtropical a 500 mb permite el flujo de aire húmedo del Océano Pacífico Este y del GoC hacia tierra, generando un aumento abrupto en la humedad y en la actividad de tormentas en el noroeste de México y el sur de Arizona. Mientras, que una mayor intensidad resultaría en flujos de aire más intensos (Carleton, 1986; Carleton et al., 1990; Adams and Comrie, 1997; Comrie and Glenn, 1998; Seastrand et al., 2015).

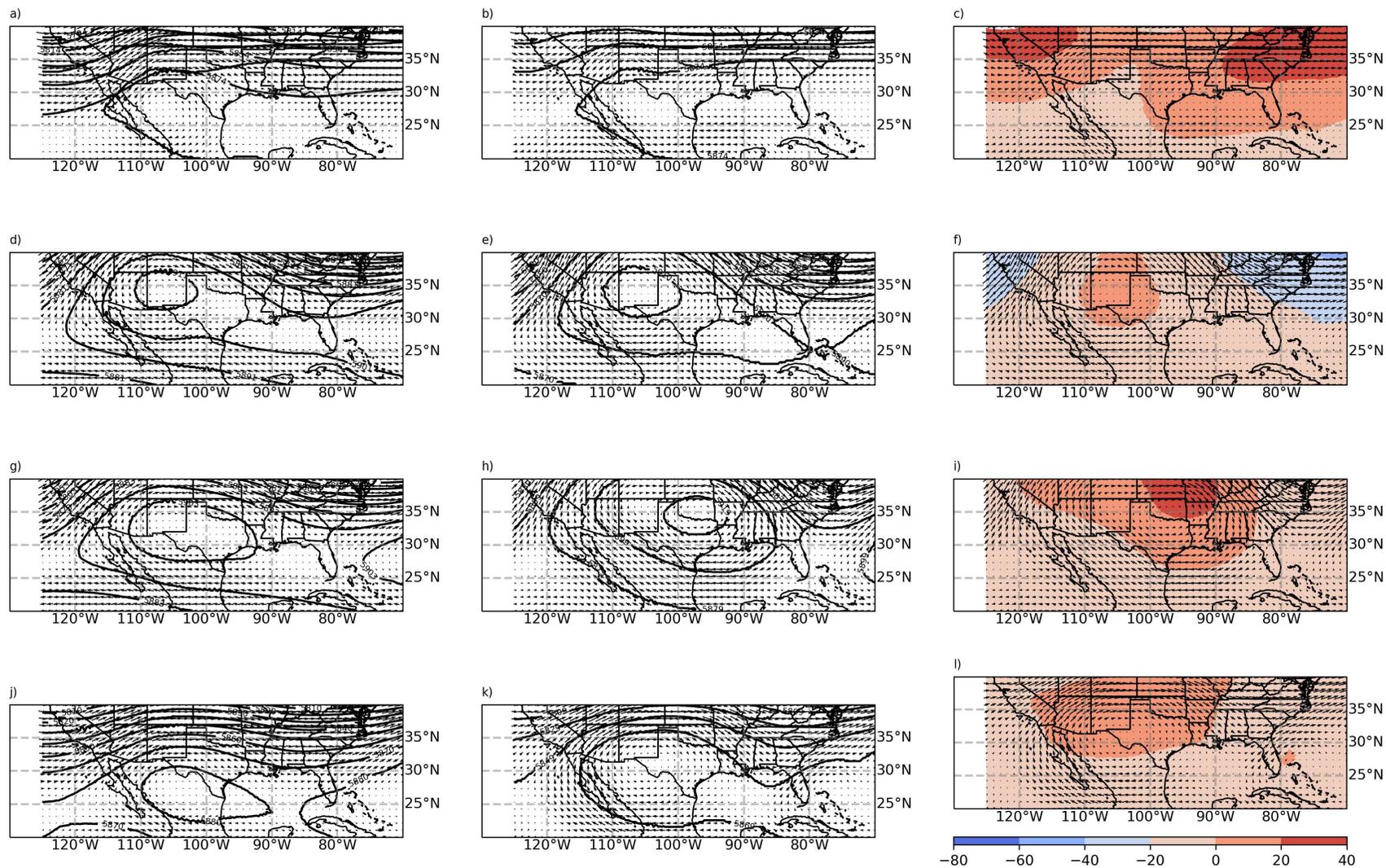


Figura 4.13: Compuesto de las condiciones sinópticas para el periodo 1995-2017 (panel izquierdo), para los dos años más activos (panel central) y las anomalías de la altura geopotencial en metros (panel derecha). En todos los paneles, las flechas negras representan los vectores del viento. En el panel izquierdo y central, la línea negra representa la altura geopotencial en metros.

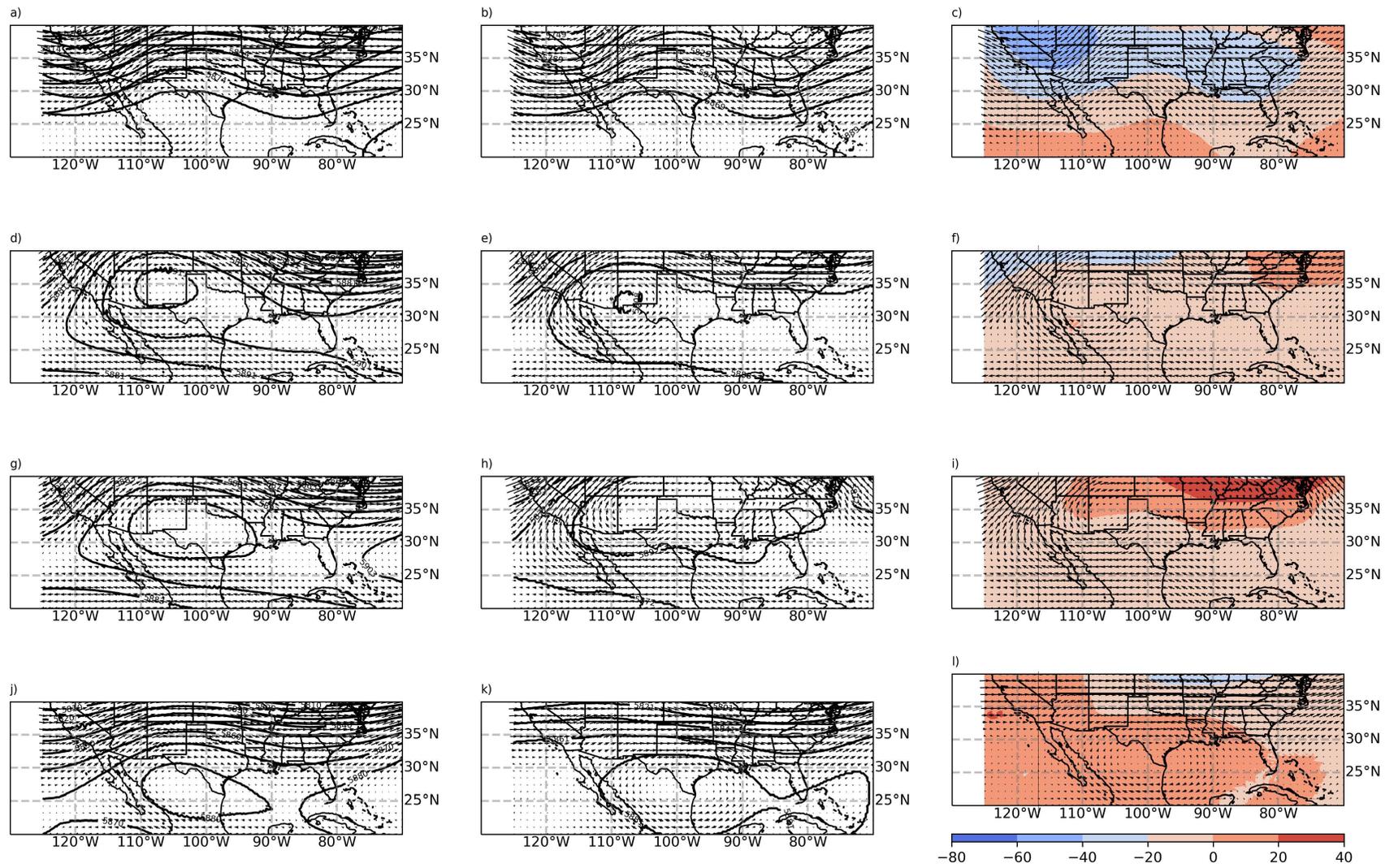


Figura 4.14: Similar a la Figura 4.13, pero para los dos años menos activos.

4.7.2. Propagación de los MCSs

Estudios previos han identificado dos principales mecanismos que pueden explicar el movimiento de los MCSs: 1) Advección del viento promedio a través de una capa troposférica representativa y 2) Interacción corrientes ascendentes-cizalladura (Bunkers and Zeitler, 2000; Klimowski and Bunkers, 2002; Weaver et al., 2002; Zeitler and Bunkers, 2005). Por eso, en el presente estudio, se decidió hacer un compuesto de los vientos y de otras variables atmosféricas (altura geopotencial y humedad específica) en tres distintos niveles: 700, 500 y 200 mb. El compuesto se hizo para las dos trayectorias más frecuentes (Trayectoria 1 y 2). En la Figura 4.15 se observa el compuesto para la Trayectoria 1 y en las distintas bandas latitudinales: Banda A (Figura 4.15a, b y c), Banda B (Figura 4.15d, e y f) y Banda C (Figura 4.15g, h e i). Mientras que en la Figura 4.16 se observa el compuesto para la Trayectoria 2, aquellos que se propagan hacia el Norte (Figura 4.16a, b, y c) y hacia el Sur (Figura 4.16d, e y f). En términos generales, en ambas trayectorias se observa un gran contenido de humedad en niveles bajos (700 mb) y medios (500 mb) en la región de la SMO y la costa del GoC, es decir, la región central del NAM. El humedecimiento a niveles bajos sobre la SMO nos indica la presencia de evaporación de precipitación estratiforme (Johnson et al., 2010). Mientras que los valores altos de humedad en niveles medios a lo largo de las laderas occidentales de la SMO probablemente sea resultado de una mayor divergencia que favorece el transporte neto de humedad (Berbery, 2001).

Algo relevante para esta tesis con respecto a la condiciones atmosféricas, en particular, la abundancia de vapor de agua, se relaciona con las fuentes de humedad. Como se mencionó en la Introducción, la cantidad y la distribución de humedad del suelo pueden impactar la formación de MCS (Taylor et al., 2010; Adler et al., 2011; Birch et al., 2013; Teramura et al., 2019). Para nuestra región de estudio, en las últimas décadas, se han investigado la importancia de fuentes terrestres y los resultantes flujos de humedad del suelo y la evapotranspiración de la vegetación (Bosilovich et al., 2003; Dominguez et al., 2008; Findell et al., 2011; Hu and Dominguez, 2015; Dominguez et al., 2016). Para la formación de lluvias convectivas el aumento de vapor de agua en bajos niveles es importante (Adams and Souza, 2009). Sin embargo, Adams and Souza (2009) también indican que condiciones muy húmedas en bajos niveles pueden impedir la formación de lluvias convectivas cuando la atmósfera está suficientemente inestable. El papel que juega los flujos de humedad terrestre sigue siendo una cuestión científica para la región del NAM.

También, se observa que independientemente de la trayectoria predominan vientos que se dirigen hacia el este los cuales juegan un papel importante en la propagación de MCSs (Farfán and Zehnder, 1994) y una alta presión en el suroeste de Estados Unidos la cual tiene un efecto en la organización de convección (p. ej., MCSs) (Pereira, 2008; Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda, 2012). En el presente estudio, no encontramos ninguna diferencia significativa en el viento promedio (dirección y rapidez) en la capa de 500-700 mb entre la Trayectoria 1 y 2 ni en el contenido de humedad (Figuras 4.15 y 4.16, respectivamente). Dicho resultado sugiere que el segundo mecanismo

(efectos de la cizalladura) es el que probablemente explica mejor el movimiento de los MCSs. Sin embargo, la falta de un sitio de sondeo y de un radar en el lado occidental de la SMO imposibilita la verificación de este mecanismo.

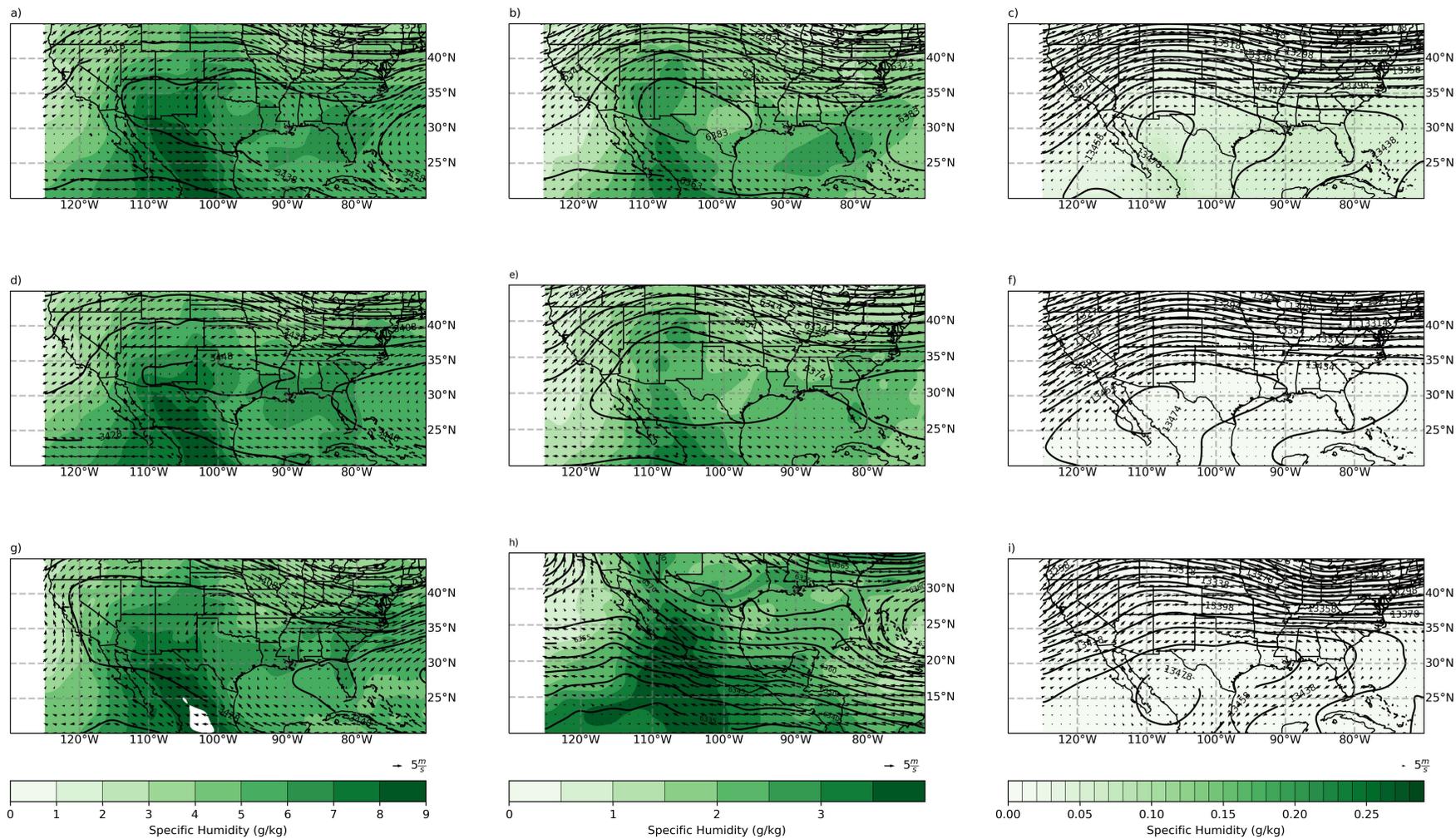


Figura 4.15: Compuesto de las condiciones sinópticas para la Trayectoria 1, banda A (panel superior), banda B (panel de en medio) y banda C (panel inferior). En todos los paneles, las flechas negras representan los vectores del viento, la línea negra representa la altura geopotencial en metros y el sombreado indica la humedad específica para los niveles de presión atmosférica en 700 mb (incisos a, d y g), 500 mb (incisos b, e y h) y 200 mb (incisos c, f e i).

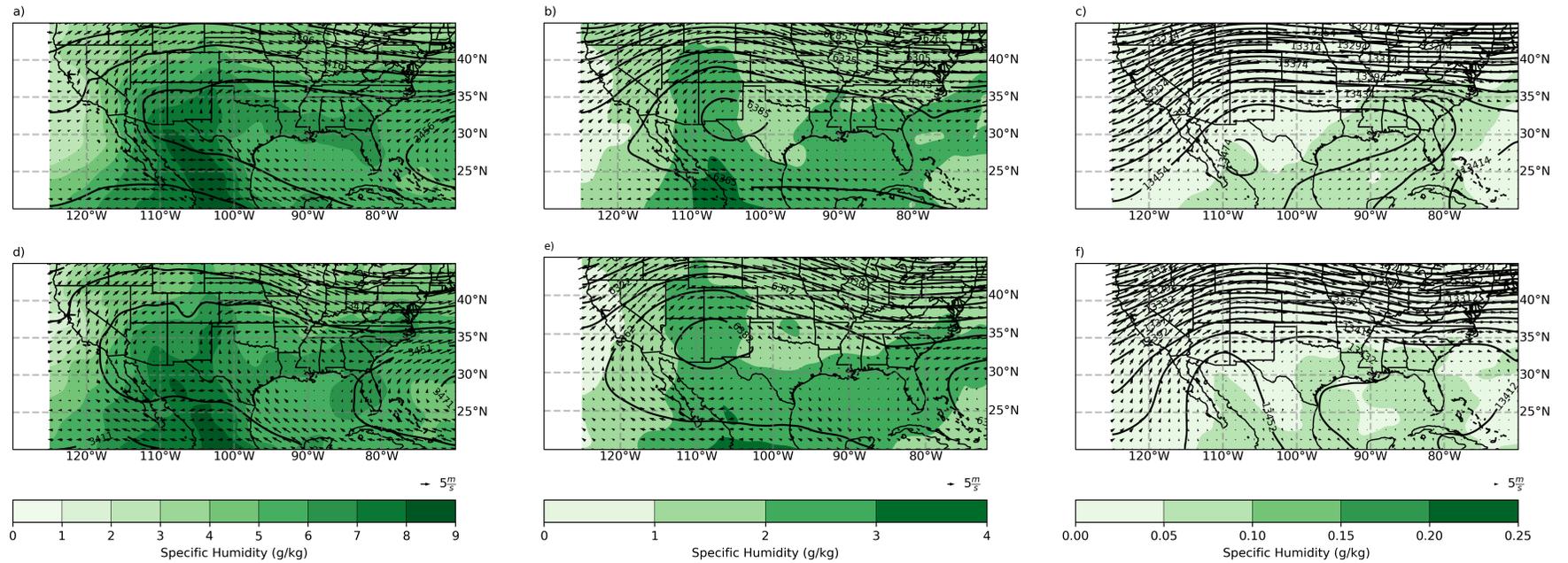


Figura 4.16: Similar a la Figura 4.15 pero para la Trayectoria 2. El panel superior (inferior) representa las condiciones para los MCSs que se dirigen hacia el Norte (Sur).

4.8. Implicaciones de los resultados

Los MCS descritos en estudio tienen consecuencias e implicaciones para muchos temas fuera de la ciencia básica de este estudio. Estos sistemas organizados traen consigo lluvias esenciales para la recarga de los recursos hídricos, el desarrollo de la agricultura y la ganadería que se desarrolla en esta región del país (Ray et al., 2007). Además, en ocasiones pueden ocasionar daños asociados a la ocurrencia de tiempo severo incluyendo vientos intensos en superficie, tolveneras, inundaciones repentinas y apagones eléctricos por rayos (Willingham et al., 2011; Gochis et al., 2007; Holle and Murphy, 2015). En este contexto, los resultados que hemos hallado en este estudio climatológico sobre cuando y donde ocurren los MCSs, su variabilidad año con año y durante el transcurso del NAM, pueden ayudar en: 1) el desarrollo de proyectos para un mejor manejo de los recursos hídricos en esta región semiárida y árida del país, 2) la identificación de zonas más vulnerables a daños causados por la ocurrencia de tiempo severo asociados a los MCSs. También, los resultados que hemos encontrado con respecto sobre el desplazamiento de los MCSs pueden ser de gran utilidad en la prevención de riesgos hidrometeorológicos ocasionados mediante el desarrollo de alertas tempranas. Y de igual forma, los resultados sobre la actividad eléctrica en las diferentes trayectorias nos pueden ayudar a la identificación de las zonas más propensas a daños (p.ej., muertes, apagones, e incendios forestales) relacionados con los rayos producidos por los MCSs. Un elemento crítico es que este estudio puede proporcionar datos y una técnica para mejorar el pronóstico del tiempo severo asociado a estos sistemas organizados. En particular, estos datos pueden servir como una herramienta de evaluación del desempeño que tienen los modelos numéricos en la predicción de los MCS. Mejorar los modelos numéricos en esta región de terreno complejo sigue siendo un reto (Moker Jr et al., 2018; Risanto et al., 2019, 2021).

4.9. Trabajo a futuro

Con la presente tesis, se ha avanzado en el conocimiento de las variaciones espaciales/temporales así como en la propagación y actividad eléctrica de los MCSs que ocurren en el noroeste de México durante el NAM. También, surgen varias interrogantes sobre los MCSs que podrían ser analizadas en un futuro. En las últimas décadas, estudios han demostrado la gran utilidad que tiene la combinación de datos recopilados por redes de detección de rayos, de radares y de satélites meteorológicos en el entendimiento de la actividad eléctrica en las distintas morfologías y en casos de estudios de los MCSs (Parker et al., 2001; Dotzek et al., 2005; Makowski et al., 2013; Liu et al., 2021a; Chen et al., 2022). En este tema, sería interesante utilizar la combinación de GOES y GLD360 para estudiar cómo se relaciona la evolución de rayos con la morfología de los MCSs en esta región con orografía compleja. A una escala temporal mayor, estudios previos han reportado que la variabilidad subestacional del NAM y por ende la actividad de los MCSs puede estar relacionada con diferentes oscilaciones incluyendo “quasi-biweekly oscillation” (Jiang and Lau, 2008; Kikuchi and Wang, 2009), la oscilación Madden-Julian (Lorenz and Hartmann, 2006) y ondas de “Rossby trans-Pacific” (Kawamura et al., 1996; Pascale and Bordoni, 2016), por lo que un estudio sobre el posible efecto de dichas oscilaciones en la variabilidad subestacional de los MCSs sería de importancia para un mejor pronóstico subestacional de estos sistemas organizados. Debido a la importancia que tiene el NAM para los recursos hídricos a través de las lluvias asociadas a los MCSs. Estudios se han dado a la tarea de investigar los cambios a futuro que se esperarían para la región del NAM en el contexto del calentamiento antropogénico (más detalles ver (Pascale et al., 2019)). Algunos estudios reportan un retraso en la estación húmeda y sin cambios significativos en la precipitación de verano (Cook and Seager, 2013; Maloney et al., 2014). Mientras que otros estudios reportan un incremento (Bukovsky et al., 2015; Meyer and Jin, 2017) o decremento en la precipitación (Pascale et al., 2017). Por lo antes mencionado, sería interesante estudiar los cambios que se esperarían en la distribución temporal y espacial de los MCSs en la región por todos los efectos que tienen en el NAM. Finalmente, los 20 años de datos de este estudio de la morfología, propagación y las condiciones sinópticas en que se forman los MCSs proporcionarían una buena base de datos para comparar con modelos globales.

Conclusiones

En el presente estudio, el análisis de imágenes satelitales del canal infrarrojo obtenidas por GOES permitió elaborar una climatología de los MCSs que ocurren en la región del Noroeste de México durante el NAM desde 1995 hasta 2017. La resolución temporal y espacial de GOES permitió la identificación de los MCSs mediante la técnica de traslape de su escudo de nube. Una vez identificados los MCSs, la ubicación del centroide y de la excentricidad de su escudo de nube permitió conocer el lugar en donde inician, terminan y la forma que tienen. Además, mediante el uso de dos técnicas (Hovmöller y cambio del centroide del escudo de nube) se logró estimar la velocidad con la que se desplazan los MCSs. La utilización de datos de rayos GLD360 fue crucial para saber sobre la actividad eléctrica entre las trayectorias que predominan en la región, mientras que los datos de reanálisis ERA5 nos dio una idea de las condiciones sinópticas de la atmósfera entre los dos años más y menos activos.

De manera general, la gran mayoría de los MCSs identificados en la región del Noroeste de México ($\approx 98\%$) pertenecen a la categoría PECS, es decir MCSs con forma elongada similar a lo reportado en otras regiones con orografía compleja incluyendo la región de los Alpes en Europa [Morel and Senesi \(2002b\)](#) y en la región de los Himalayas en Asia ([Yang et al., 2015](#)). En cuanto a su distribución espacial, resaltan tres bandas latitudinales en donde los MCSs suelen iniciar: 24° - 27° N, 27° - 30° N y 30° - 33° N nombradas Banda A, B y C, respectivamente. Siendo, la Banda C quien tiene el menor número de eventos durante todo el periodo de estudio y esto se debe probablemente a las variaciones en la ubicación del anticiclón en niveles medios, a la disponibilidad de humedad en niveles medios de la tropósfera, así como a una menor densidad de trayectorias de IVs (fenómeno sinóptico que favorece el inicio de los MCSs) ([Heinselman and Schultz, 2006](#); [Hoell et al., 2016](#); [Lahmers et al., 2016](#)).

Por otro lado, los MCSs muestran una variabilidad interanual con un valor promedio de 69 eventos y un rango que va desde los 41 hasta los 94 eventos. El año con la máxima ocurrencia de MCSs fue en el 2000 con un total de 94 eventos, el siguiente año más activo fue el 2013 (89 eventos). Mientras que la estación de verano de 1995 fue el año menos activo con un total de 41 eventos, seguido por 2009 (45 eventos). Dicha variabilidad se ha vinculado a diversos mecanismos de forzamiento locales (contraste

5. CONCLUSIONES

térmico océano-continente) y remotos incluyendo la migración e intensificación de la dorsal monzonal, la ocurrencia de ondas del este, de IV, entre otros forzantes (Diem et al., 2013; Cavazos et al., 2008; Bieda et al., 2009; Seastrand et al., 2015). Siendo, las IV el fenómeno sinóptico transitorio más común (Douglas and Englehart, 2007). También, una variabilidad mes con mes durante junio, cuando está llegando el NAM a la región del Noroeste de México, hay una zona muy activa de iniciación de MCSs a lo largo de la SMO a la que llamamos “corredor SMO”. Durante los meses de julio y agosto, el NAM domina la circulación atmosférica en la región y se observa un incremento en la actividad convectiva organizada (p. ej., MCSs) como se confirma en el presente estudio. En estos meses hay un notable aumento en la ocurrencia de MCSs a lo largo del corredor SMO y a lo largo de la región costera de Sinaloa, lo cual explica los valores más altos en promedio de la precipitación durante el verano en la región (Douglas et al., 1993; Adams and Comrie, 1997). Al final del NAM (septiembre) hay un decremento en la iniciación de MCSs en el corredor SMO; sin embargo, la región costera de Sinaloa permanece relativamente activa. Esta variabilidad intraestacional de los MCSs en términos de su frecuencia probablemente sea el resultado de la variabilidad mes con mes de las IVs (Bieda et al., 2009; Lahmers et al., 2016). Finalmente, a diferencia de Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda (2012), en este estudio climatológico encontramos que durante julio hay sistemas que inician a lo largo de la llanura costera y del GoC.

El rango horario de las 14:00-21:00 Tiempo Local, reportado en el presente estudio climatológico, es aquel en donde los MCSs suelen comenzar. Siendo las 16:00 el horario más frecuente cuando hay una atmósfera muy inestable y suficiente humedad en la columna atmosférica (Nesbitt et al., 2008). Mientras, que el rango de disipación predominante es de las 00:00-09:00 Tiempo Local, con la gran mayoría de los MCSs disipándose a las 00:00 Tiempo Local. A diferencia de Valdés-Manzanilla and Barradas Miranda (2012), encontramos algunos MCSs que se disipan entre las 18:00-21:00 Tiempo Local lo cual probablemente se deba a la falta de algún mecanismo de forzamiento que genere las condiciones óptimas en la atmósfera que sigan favoreciendo su desarrollo y su duración. En cuanto a su ciclo de vida, nosotros hallamos que los MCSs suelen tener una duración promedio de 8 horas \pm 2 horas (una desviación estándar), un mínimo de 6 horas (criterio temporal utilizado en este estudio para definir un MCS) y un máximo de 27.50 horas. El tiempo de vida promedio que encontramos es menor que lo reportado en otras regiones con orografía compleja, por ejemplo en la región de la Meseta Tibetana (promedio de 12 horas, (Meng et al., 2021)), en la región de China (promedio de 11 horas, Yang et al. (2015)) indicando un forzamiento sinóptico más débil en la región del NAM.

Durante los veranos de 1995-2017 que se analizaron, se encontró MCSs que suelen iniciar a lo largo de la SMO y dirigirse hacia el GoC llamada Trayectoria 1. También hay sistemas que se dirigen de forma paralela a la SMO llamada Trayectoria 2 y aquellos que lo hacen desde la SMO hacia Chihuahua nombrada Trayectoria 3. De todas las trayectorias, la más común es la Trayectoria 1 con una tasa de ocurrencia del 40 %, seguida por la Trayectoria 2 y 3 con una frecuencia del 35 % y 18 %, respectivamente. Las Trayectorias 1 y 2 ocurren en una región delimitada por la SMO y el GoC, la cual se

caracteriza por la ocurrencia de lluvia convectiva muy intensa y por una alta densidad de ocurrencia de rayos (Gochis et al., 2004, 2007; Holle and Murphy, 2015). Para todas las trayectorias, se estimó la rapidez de propagación de los MCSs mediante dos técnicas: 1) Hovmöller y 2) Cambio del centroide del escudo de nube. Ambas técnicas muestran resultados similares entre si especialmente para las Trayectorias 1 y 3; siendo la Trayectoria 2 donde la técnica Hovmöller tiene problemas, probablemente resultado de la diversidad en dirección y velocidad de propagación que tienen los MCSs en esta trayectoria.

En cuanto a la rapidez de propagación, de todas las trayectorias se encontró un rango promedio de 3.52-9.42 m/s. Valores menores a la velocidad promedio con la que se desplaza una onda de gravedad (15 m/s, (Mapes et al., 2003)) y velocidades relativamente mayores a la velocidad del “steering level wind” entre 700 y 500 mb. Los valores de rapidez encontrados en el presente estudio implican que la propagación de MCSs no es por advección de los vientos, ni tampoco por una onda de gravedad, sino por piscinas frías, como se ha propuesto anteriormente por (Lang et al., 2007)) y (Rowe et al., 2012). Desafortunadamente, la falta de redes observacionales densas y de un radar meteorológico en esta región de México limitan la identificación y la evaluación del papel de las piscinas frías en la propagación de los MCSs.

Por otra parte, en cuestión de actividad eléctrica se observa que independientemente de la trayectoria hay un mayor número de rayos durante la Etapa 1 (Iniciación-Madurez) en comparación con la Etapa 2 (Madurez-Disipación) lo cual es consistente con la ocurrencia de una intensificación de las corrientes ascendentes en la región convectiva del MCS durante su etapa de desarrollo (Houze, 1989, 2004, 2018). Sin embargo, la Trayectoria 3 es la que tiene menor sumatoria de rayos en comparación con el resto de las trayectorias, es decir, ésta trayectoria es relativamente menos intensa. Dicha disminución de rayos probablemente sea resultado de la disminución en el número de horas de tormenta, el cual es definido por Holle and Murphy (2015) como cualquier tiempo UTC en el cual dos o más rayos se observan en una zona de 40 x 40 km.

Finalmente, al analizar las condiciones sinópticas para los dos años más (2000 y 2013) y menos activos (1995 y 2009). Se encontró que durante los años más activo la alta presión monzonal fue más intensa (valores más altos de anomalías) y se ubicó relativamente más al norte de lo normal (promedio 1995-2017), especialmente durante junio y julio, en comparación con los años menos activos. Dicho patrón sinóptico corresponde al patrón de tiempo severo I identificado previamente por (Maddox et al., 1995), también al primer y tercer modo de la Función Empírica Ortogonal (EOF, en inglés) en el estudio de (Mazon et al., 2016) y (Yang et al., 2019), respectivamente. El movimiento hacia el norte de la alta presión subtropical a 500 mb permite el flujo de aire húmedo del Océano Pacífico Este y del GoC hacia tierra, generando un aumento abrupto en la humedad y en la actividad de tormentas en el noroeste de México y el sur de Arizona. Mientras, que una mayor intensidad resultaría en flujos de aire más intensos (Carleton, 1986; Carleton et al., 1990; Adams and Comrie, 1997; Comrie and Glenn, 1998; Seastrand et al., 2015).

Bibliografía

- Adams, D. K. and Comrie, A. C. (1997). The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10):2197–2214. [4](#), [29](#), [30](#), [53](#), [57](#), [58](#), [71](#), [80](#), [81](#)
- Adams, D. K. and Souza, E. P. (2009). CAPE and convective events in the southwest during the North American monsoon. *Monthly Weather Review*, 137(1):83–98. [57](#), [74](#)
- Adler, B., Kalthoff, N., and Gantner, L. (2011). The impact of soil moisture inhomogeneities on the modification of a mesoscale convective system: An idealised model study. *Atmospheric Research*, 101(1):354 – 372. [1](#), [18](#), [74](#)
- Agee, E. M. (1984). Observations from space and thermal convection: A historical perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65(9):938–949. [9](#), [34](#)
- Ahijevych, D., Pinto, J. O., Williams, J. K., and Steiner, M. (2016). Probabilistic forecasts of mesoscale convective system initiation using the random forest data mining technique. *Weather and Forecasting*, 31(2):581–599. [7](#)
- Ahrens, C. D. (2015). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Cengage Learning Canada Inc. [9](#)
- Ai, Y., Li, W., Meng, Z., and Li, J. (2016). Life cycle characteristics of MCSs in middle East China tracked by geostationary satellite and precipitation estimates. *Monthly Weather Review*, 144(7):2517–2530.
- Anderson, C. J. and Arritt, R. W. (1998). Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. *Monthly Weather Review*, 126(3):578–599.
- Arnaud, Y., Desbois, M., and Maizi, J. (1992). Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. *Journal of Applied Meteorology*, 31(5):443–453.

BIBLIOGRAFÍA

- Ashley, W. S., Haberlie, A. M., and Strohm, J. (2019). A climatology of quasi-linear convective systems and their hazards in the United States. *Weather and Forecasting*, 34(6):1605–1631.
- Badlan, R. (2016). *Momentum transport by organised deep convection*. PhD thesis, The University of Melbourne.
- Baker, M. and Dash, J. (1994). Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D5):10621–10626.
- Barlow, M. and Salstein, D. (2006). Summertime influence of the Madden-Julian Oscillation on daily rainfall over Mexico and Central America. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Barnes, H. C. and Houze, R. A. (2014). Precipitation hydrometeor type relative to the mesoscale airflow in mature oceanic deep convection of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(24):13–990.
- Barnes, H. C. and Houze, R. A. (2016). Comparison of observed and simulated spatial patterns of ice microphysical processes in tropical oceanic mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(14):8269–8296.
- Beatty, K., Rasmussen, E., and Straka, J. (2008). The supercell spectrum. Part I: A review of research related to supercell precipitation morphology. *E-Journal of Severe Storms Meteorology*, 3(4).
- Bentley, M. and Sparks, J. (2003). A 15 yr climatology of derecho-producing mesoscale convective systems over the central and eastern United States. *Climate Research*, 24(2):129–139. cited By 29.
- Bentley, M. L. and Mote, T. L. (1998). A climatology of derecho-producing mesoscale convective systems in the central and eastern United States, 1986–95. Part I: Temporal and spatial distribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(11):2527–2540.
- Bentley, M. L., Mote, T. L., and Byrd, S. F. (2000). A synoptic climatology of derecho producing mesoscale convective systems in the North-Central Plains. *International Journal of Climatology*, 20(11):1329–1349.
- Berberly, E. H. (2001). Mesoscale moisture analysis of the North American monsoon. *Journal of Climate*, 14(2):121–137.
- Berdeklis, P. and List, R. (2001). The ice crystal–graupel collision charging mechanism of thunderstorm electrification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(18):2751–2770.

- Betz, H. D., Schumann, U., and Laroche, P. (2008). *Lightning: Principles, instruments and applications: Review of modern lightning research*. Springer Science & Business Media.
- Bieda, S. W., Castro, C. L., Mullen, S. L., Comrie, A. C., and Pytlak, E. (2009). The relationship of transient upper-level troughs to variability of the North American monsoon system. *Journal of Climate*, 22(15):4213–4227.
- Birch, C. E., Parker, D. J., O’Leary, A., Marsham, J. H., Taylor, C. M., Harris, P. P., and Lister, G. M. S. (2013). Impact of soil moisture and convectively generated waves on the initiation of a West African mesoscale convective system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(676):1712–1730.
- Blamey, R. C. and Reason, C. (2012). Mesoscale convective complexes over southern Africa. *Journal of Climate*, 25(2):753–766.
- Boer, E. and Ramanathan, V. (1997). Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observations and its implications to cloud parameterization. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D17):21383–21399.
- Bosilovich, M. G., Sud, Y. C., Schubert, S. D., and Walker, G. K. (2003). Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16).
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C. (2012). Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(668):1751–1763.
- Brindley, H. and Russell, J. (2018). Top of atmosphere broadband radiative fluxes from geostationary satellite observations. In Liang, S., editor, *Comprehensive Remote Sensing*, pages 85–113. Elsevier, Oxford.
- Bryan, G., Ahijevych, D., Davis, C., Trier, S., and Weisman, M. (2005). Observations of cold pool properties in mesoscale convective systems during BAMEX. In *Preprints, 11th Conf. on Mesoscale Processes, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., JP5J*, volume 12.
- Buechler, D., Driscoll, K., Goodman, S., and Christian, H. (2000). Lightning activity within a tornadic thunderstorm observed by the Optical Transient Detector (OTD). *Geophysical Research Letters*, 27(15):2253–2256.
- Bukovsky, M. S., Carrillo, C. M., Gochis, D. J., Hammerling, D. M., McCrary, R. R., and Mearns, L. O. (2015). Toward assessing NARCCAP regional climate model credibility for the North American monsoon: Future climate simulations. *Journal of Climate*, 28(17):6707–6728.

BIBLIOGRAFÍA

- Bunkers, M. and Zeitler, J. (2000). On the nature of highly deviant supercell motion. In *Preprints, 20th Conf. on Severe Local Storms, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc.*, volume 236, page 239.
- Byers, H. R. and Braham, R. R. (1949). *The Thunderstorm: Report of the Thunderstorm Project*. US Government Printing Office.
- Campbell, M. A., Cohen, A. E., Coniglio, M. C., Dean, A. R., Corfidi, S. F., Corfidi, S. J., and Mead, C. M. (2017). Structure and motion of severe-wind-producing mesoscale convective systems and derechos in relation to the mean wind. *Weather and Forecasting*, 32(2):423–439.
- Carey, L. and Rutledge, S. (1996). A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 59(1-2):33–64.
- Carlberg, B. R., Gallus, W. A., and Franz, K. J. (2018). A preliminary examination of WRF ensemble prediction of convective mode evolution. *Weather and Forecasting*, 33(3):783–798.
- Carleton, A. M. (1986). Synoptic-dynamic character of ‘bursts’ and ‘breaks’ in the South-West US summer precipitation singularity. *Journal of Climatology*, 6(6):605–623.
- Carleton, A. M., Carpenter, D. A., and Weser, P. J. (1990). Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *Journal of Climate*, 3(9):999–1015.
- Carvalho, L. M. and Jones, C. (2001). A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). *Journal of Applied Meteorology*, 40(10):1683–1701.
- Castro, C. L., Pielke Sr, R. A., Adegoke, J. O., Schubert, S. D., and Pegion, P. J. (2007). Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model climate variability. *Journal of Climate*, 20(15):3866–3887.
- Cavazos, T., Comrie, A. C., and Liverman, D. M. (2002). Intraseasonal variability associated with wet monsoons in southeast Arizona. *Journal of Climate*, 15(17):2477–2490.
- Cavazos, T., Turrent, C., and Lettenmaier, D. (2008). Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon. *Geophysical Research Letters*, 35(21).

- Celiński-Mysław, D., Palarz, A., and Taszarek, M. (2020). Climatology and atmospheric conditions associated with cool season bow echo storms in Poland. *Atmospheric Research*, 240:104944.
- Cerezo-Mota, R., Cavazos, T., Arritt, R., Torres-Alavez, A., Sieck, K., Nikulin, G., Moufouma-Okia, W., and Salinas-Prieto, J. A. (2016). CORDEX-NA: Factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *International Journal of Climatology*, 36(2):824–836.
- Cerón-Hernández, J. P. (2020). Influencia de vaguadas invertidas en la formación de Sistemas Convectivos de Mesoescala en el Monzón de Norteamérica. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Chauzy, S. and Soula, S. (1999). Contribution of the ground corona ions to the convective charging mechanism. *Atmospheric Research*, 51(3-4):279–300.
- Chen, D., Guo, J., Yao, D., Lin, Y., Zhao, C., Min, M., Xu, H., Liu, L., Huang, X., Chen, T., and Zhai, P. (2019). Mesoscale convective systems in the Asian monsoon region from Advanced Himawari imager: Algorithms and preliminary results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(4):2210–2234.
- Chen, H., Xu, W., Liu, N., Sun, J., and Fu, J. (2022). Climatologies of mesoscale convective systems over China observed by spaceborne radars. *Monthly Weather Review*, 150(10):2697–2717.
- Chen, Q., Fan, J., Hagos, S., Gustafson Jr., W. I., and Berg, L. K. (2015). Roles of wind shear at different vertical levels: Cloud system organization and properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(13):6551–6574.
- Chen, S. S., Houze, R. A., and Mapes, B. E. (1996). Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(10):1380–1409.
- Chu, C.-M. and Lin, Y.-L. (2000). Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(23):3817–3837.
- Ciesielski, P. E. and Johnson, R. H. (2008). Diurnal cycle of surface flows during 2004 NAME and comparison to model reanalysis. *Journal of climate*, 21(15):3890–3913.
- Collier, J. C. and Bowman, K. P. (2004). Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D17).
- Comrie, A. C. and Glenn, E. C. (1998). Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Research*, 10(3):201–215.

BIBLIOGRAFÍA

- Coniglio, M. C., Corfidi, S. F., and Kain, J. S. (2011). Environment and early evolution of the 8 May 2009 derecho-producing convective system. *Monthly Weather Review*, 139(4):1083–1102.
- Coniglio, M. C., Hwang, J. Y., and Stensrud, D. J. (2010). Environmental factors in the upscale growth and longevity of MCSs derived from Rapid Update Cycle analyses. *Monthly Weather Review*, 138(9):3514–3539.
- Coniglio, M. C. and Stensrud, D. J. (2001). Simulation of a progressive derecho using composite initial conditions. *Monthly Weather Review*, 129(7):1593–1616.
- Coniglio, M. C., Stensrud, D. J., and Richman, M. B. (2004). An observational study of derecho-producing convective systems. *Weather and Forecasting*, 19(2):320–337.
- Coniglio, M. C., Stensrud, D. J., and Wicker, L. J. (2006). Effects of upper-level shear on the structure and maintenance of strong quasi-linear mesoscale convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(4):1231–1252.
- Cook, B. I. and Seager, R. (2013). The response of the North American Monsoon to increased greenhouse gas forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4):1690–1699.
- Corfidi, S. F. (2003). Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. *Weather and Forecasting*, 18(6):997–1017.
- Corfidi, S. F., Meritt, J. H., and Fritsch, J. M. (1996). Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Weather and Forecasting*, 11(1):41–46.
- Couvreux, F., Guichard, F., Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L. (2010). Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1):159–173.
- Cummins, K. L. and Murphy, M. J. (2009). An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN. *IEEE transactions on electromagnetic compatibility*, 51(3):499–518.
- Damiani, R., Zehnder, J., Geerts, B., Demko, J., Haimov, S., Petti, J., Poulos, G. S., Razdan, A., Hu, J., Leuthold, M., and French, J. (2008). The cumulus, photogrammetric, in situ, and Doppler Observations Experiment of 2006. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(1):57–74.
- Davis, G. K. (2007). History of the NOAA satellite program. *Journal of Applied Remote Sensing*, 1(1):012504.
- Deierling, W. and Petersen, W. A. (2008). Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D16).

-
- DeLonge, M. S., Fuentes, J. D., Chan, S., Kucera, P. A., Joseph, E., Gaye, A. T., and Daouda, B. (2010). Attributes of mesoscale convective systems at the land-ocean transition in Senegal during NASA African Monsoon Multidisciplinary Analyses 2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10).
- Demaria, E. M. C., Rodriguez, D. A., Ebert, E. E., Salio, P., Su, F., and Valdes, J. B. (2011). Evaluation of mesoscale convective systems in South America using multiple satellite products and an object-based approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D8).
- Demetriades, N. W., Murphy, M. J., and Cramer, J. A. (2010). Validation of Vaisala’s global lightning dataset (GLD360) over the continental United States. In *Preprints, 29th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc. D*, volume 16.
- Déqué, M., Rowell, D., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., De Castro, M., and van den Hurk, B. (2007). An intercomparison of regional climate simulations for Europe: Assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81(1):53–70.
- Desbois, M., Kayiranga, T., Gnamien, B., Guessous, S., and Picon, L. (1988). Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data. *Journal of Climate*, 1(9):867–904.
- Descroix, L. (2005). *La Sierra Madre Occidentale: Un château d’eau menacé*. IRD editions.
- Diem, J. E., Brown, D. P., and McCann, J. (2013). Multi-decadal changes in the North American monsoon anticyclone. *International journal of climatology*, 33(9):2274–2279.
- Dirmeyer, P. A., Cash, B. A., Kinter, J. L., Jung, T., Marx, L., Satoh, M., Stan, C., Tomita, H., Towers, P., Wedi, N., et al. (2012). Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models: Resolution versus parameterization. *Climate dynamics*, 39(1):399–418.
- Dissing, D. and Verbyla, D. L. (2003). Spatial patterns of lightning strikes in interior Alaska and their relations to elevation and vegetation. *Canadian Journal of Forest Research*, 33(5):770–782.
- Dominguez, F., Kumar, P., and Vivoni, E. R. (2008). Precipitation recycling variability and ecoclimatological stability—A study using NARR data. Part II: North American monsoon region. *Journal of Climate*, 21(20):5187–5203.
- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., and Hu, H. (2016). WRF with water vapor tracers: A study of moisture sources for the North American monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7):1915–1927.
-

BIBLIOGRAFÍA

- Done, J., Davis, C. A., and Weisman, M. (2004). The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Atmospheric Science Letters*, 5(6):110–117.
- Doswell, C. A., Brooks, H. E., and Maddox, R. A. (1996). Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11(4):560–581.
- Dotzek, N., Rabin, R. M., Carey, L. D., MacGorman, D. R., McCormick, T. L., Demetriades, N. W., Murphy, M. J., and Holle, R. L. (2005). Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoscale convective system over Texas on 7–8 April 2002. *Atmospheric research*, 76(1-4):127–166.
- Douglas, A. and Englehart, P. (1998). Inter-monthly variability of the mexican summer monsoon. In *Proceedings of the Twenty-Second Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Berkeley, CA. USA. Department of Commerce, NOAA, Washington, DC*, pages 296–299.
- Douglas, A. V. and Englehart, P. J. (2007). A climatological perspective of transient synoptic features during NAME 2004. *Journal of Climate*, 20(9):1947–1954.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., and Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8):1665–1677.
- Duda, J. D. and Gallus, W. A. (2010). Spring and summer midwestern severe weather reports in supercells compared to other morphologies. *Weather and Forecasting*, 25(1):190–206.
- Durkee, J. D. and Mote, T. L. (2010). A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. *International Journal of Climatology*, 30(3):418–431.
- Dwyer, J. R. and Uman, M. A. (2014). The Physics of Lightning. *Physics Reports*, 534(4):147–241.
- Ecklund, W. L., Williams, C. R., Johnston, P. E., and Gage, K. S. (1999). A 3-GHz profiler for precipitating cloud studies. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(3):309–322.
- Emanuel, K. A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford University Press on Demand.
- Engerer, N. A., Stensrud, D. J., and Coniglio, M. C. (2008). Surface characteristics of observed cold pools. *Monthly Weather Review*, 136(12):4839–4849.
- Englehart, P. J. and Douglas, A. V. (2006). Defining intraseasonal rainfall variability within the North American monsoon. *Journal of Climate*, 19(17):4243–4253.
- Evans, J. S. and Doswell, C. A. (2001). Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather and Forecasting*, 16(3):329–342.

- Farfán, L. M., Barrett, B. S., Raga, G., and Delgado, J. J. (2020). Characteristics of mesoscale convection over Northwestern Mexico, the Gulf of California, and Baja California Peninsula. *International Journal of Climatology*.
- Farfán, L. M. and Zehnder, J. A. (1994). Moving and stationary mesoscale convective systems over northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project. *Weather and Forecasting*, 9(4):630–639.
- Feng, Z., Houze, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., Gustafson, W. I., and Homeyer, C. R. (2019). Spatiotemporal characteristics and large-scale environments of mesoscale convective systems east of the Rocky Mountains. *Journal of Climate*, 32(21):7303–7328.
- Feng, Z., Leung, L. R., Hagos, S., Houze, R. A., Burleyson, C. D., and Balaguru, K. (2016). More frequent intense and long-lived storms dominate the springtime trend in central US rainfall. *Nature communications*, 7(1):1–8.
- Finch, Z. O. and Johnson, R. H. (2010). Observational analysis of an upper-level inverted trough during the 2004 North American Monsoon Experiment. *Monthly Weather Review*, 138(9):3540–3555.
- Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R., and Kerr, C. (2011). Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. *Nature Geoscience*, 4(7):434–439.
- Fink, A. H. and Reiner, A. (2003). Spatiotemporal variability of the relation between African easterly waves and West African squall lines in 1998 and 1999. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D11).
- Fiolleau, T. and Roca, R. (2013). An algorithm for the detection and tracking of tropical mesoscale convective systems using infrared images from geostationary satellite. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7):4302–4315.
- Fovell, R. G. and Dailey, P. S. (1995). The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part I: Modes of behavior. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(11):2073–2095.
- Fovell, R. G., Mullendore, G. L., and Kim, S.-H. (2006). Discrete propagation in numerically simulated nocturnal squall lines. *Monthly Weather Review*, 134(12):3735–3752.
- Fovell, R. G. and Ogura, Y. (1989). Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3144–3176.
- Fovell, R. G. and Tan, P.-H. (1998). The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. *Monthly Weather Review*, 126(3):551–577.

BIBLIOGRAFÍA

- Fritsch, J. and Forbes, G. (2001). Mesoscale Convective Systems. In *Severe Convective Storms*, pages 323–357. Springer.
- Fritsch, J. M. and Carbone, R. (2004). Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season: A USWRP research and development strategy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(7):955–966.
- Gadgil, S. (2003). The Indian monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1):429–467.
- Galanaki, E., Kotroni, V., Lagouvardos, K., and Argiriou, A. (2015). A ten-year analysis of cloud-to-ground lightning activity over the Eastern Mediterranean region. *Atmospheric Research*, 166:213–222.
- Gallus Jr, W. A., Snook, N. A., and Johnson, E. V. (2008). Spring and summer severe weather reports over the midwest as a function of convective mode: A preliminary study. *Weather and Forecasting*, 23(1):101–113.
- Gambacorta, A. and Barnet, C. (2018). Atmospheric Soundings From Hyperspectral Satellite Observations. In Liang, S., editor, *Comprehensive Remote Sensing*, pages 64–96. Elsevier, Oxford.
- García-Herrera, R., Hernández, E., Paredes, D., Barriopedro, D., Correoso, J., and Prieto, L. (2005). A MASCOTTE-based characterization of MCSs over Spain, 2000–2002. *Atmospheric Research*, 73(3):261 – 282.
- Gochis, D. J., Jimenez, A., Watts, C. J., Garatuza-Payan, J., and Shuttleworth, W. J. (2004). Analysis of 2002 and 2003 warm-season precipitation from the North American Monsoon Experiment event rain gauge network. *Monthly Weather Review*, 132(12):2938–2953.
- Gochis, D. J., Watts, C. J., Garatuza-Payan, J., and Cesar-Rodriguez, J. (2007). Spatial and temporal patterns of precipitation intensity as observed by the NAME event rain gauge network from 2002 to 2004. *Journal of Climate*, 20(9):1734–1750.
- Goodman, S. J., Buechler, D. E., Wright, P. D., and Rust, W. D. (1988). Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. *Geophysical Research Letters*, 15(11):1185–1188.
- Goswami, B. B., Mukhopadhyay, P., Mahanta, R., and Goswami, B. (2010). Multiscale interaction with topography and extreme rainfall events in the northeast Indian region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D12).
- Goyens, C., Lauwaet, D., Schröder, M., Demuzere, M., and Van Lipzig, N. P. M. (2012). Tracking mesoscale convective systems in the Sahel: Relation between cloud parameters and precipitation. *International Journal of Climatology*, 32(12):1921–1934.

- Grant, L. D., Lane, T. P., and van den Heever, S. C. (2018). The role of cold pools in tropical oceanic convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(8):2615–2634.
- Grant, L. D., Moncrieff, M. W., Lane, T. P., and van den Heever, S. C. (2020). Shear-parallel tropical convective systems: Importance of cold pools and wind shear. *Geophysical Research Letters*, 47(12):e2020GL087720.
- Greco, M., Olson, W. S., Shie, C.-L., L’Ecuyer, T. S., and Tao, W.-K. (2009). Combining satellite microwave radiometer and radar observations to estimate atmospheric heating profiles. *Journal of climate*, 22(23):6356–6376.
- Grimm, A. M., Dominguez, F., Cavalcanti, I. F., Cavazos, T., Gan, M. A., Silva Dias, P. L., Fu, R., Castro, C., Hu, H., and Barreiro, M. (2020). South and north american monsoons: Characteristics, life cycle, variability, modeling, and prediction. In *The Multiscale Global Monsoon System*, pages 49–66. World Scientific.
- Gutowski, W. J., Ullrich, P. A., Hall, A., Leung, L. R., O’Brien, T. A., Patricola, C. M., Arritt, R., Bukovsky, M., Calvin, K. V., Feng, Z., et al. (2020). The ongoing need for high-resolution regional climate models: Process understanding and stakeholder information. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(5):E664–E683.
- Gutzler, D. S. (2004). An index of interannual precipitation variability in the core of the North American monsoon region. *Journal of climate*, 17(22):4473–4480.
- Guy, N., Zeng, X., Rutledge, S. A., and Tao, W.-K. (2013). Comparing the convective structure and microphysics in two Sahelian mesoscale convective systems: Radar observations and CRM simulations. *Monthly Weather Review*, 141(2):582–601.
- Gyakum, J. R. and Cai, M. (1990). An observational study of strong vertical wind shear over North America during the 1983/84 cold season. *Journal of Applied Meteorology*, 29(9):902–915.
- Haberlie, A. M. and Ashley, W. S. (2019a). Climatological representation of mesoscale convective systems in a dynamically downscaled climate simulation. *International Journal of Climatology*, 39(2):1144–1153.
- Haberlie, A. M. and Ashley, W. S. (2019b). A radar-based climatology of mesoscale convective systems in the United States. *Journal of Climate*, 32(5):1591–1606.
- Hande, L. B., Siems, S. T., Manton, M. J., and Belusic, D. (2012). Observations of wind shear over the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D12).
- Hartmann, D. L., Hendon, H. H., and Houze, R. A. (1984). Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(1):113–121.

BIBLIOGRAFÍA

- Heinselman, P. L. and Schultz, D. M. (2006). Intraseasonal variability of summer storms over central Arizona during 1997 and 1999. *Weather and Forecasting*, 21(4):559–578.
- Herman, G. R. and Schumacher, R. S. (2016). Extreme precipitation in models: An evaluation. *Weather and Forecasting*, 31(6):1853–1879.
- Hernández-Domínguez, A. F. (2022). Sistemas Convectivos de Mesoescala en México: Variaciones espaciales y temporales durante el periodo de 1984-2008. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.
- Higgins, R. and Shi, W. (2001). Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*, 14(3):403–417.
- Higgins, W., Ahijevych, D., Amador, J., Barros, A., Berbery, E. H., Caetano, E., Carbone, R., Ciesielski, P., Cifelli, R., Cortez-Vazquez, M., Douglas, A., Douglas, M., Emmanuel, G., Fairall, C., Gochis, D., Gutzler, D., Jackson, T., Johnson, R., King, C., Lang, T., Lee, M.-I., Lettenmaier, D., Lobato, R., Magaña, V., Meiten, J., Mo, K., Nesbitt, S., Ocampo-Torres, F., Pytlak, E., Rogers, P., Rutledge, S., Schemm, J., Schubert, S., White, A., Williams, C., Wood, A., Zamora, R., and Zhang, C. (2006). The NAME 2004 field campaign and modeling strategy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1):79–94.
- Higgins, W. and Gochis, D. (2007). Synthesis of results from the North American Monsoon Experiment (NAME) process study. *Journal of Climate*, 20(9):1601–1607.
- Hodges, K. I. and Thorncroft, C. (1997). Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. *Monthly Weather Review*, 125(11):2821–2837.
- Hoell, A., Funk, C., Barlow, M., and Shukla, S. (2016). Recent and possible future variations in the North American monsoon. In *The monsoons and climate change*, pages 149–162. Springer.
- Holle, R. L. and Murphy, M. J. (2015). Lightning in the North American monsoon: An exploratory climatology. *Monthly Weather Review*, 143(5):1970–1977.
- Houze, R. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press, California.
- Houze, R. A. (1989). Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(487):425–461.

- Houze, R. A. (1997). Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10):2179–2196.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4).
- Houze, R. A. (2012). Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50(1).
- Houze, R. A. (2018). 100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems. *Meteorological Monographs*, 59:17.1–17.54.
- Houze, R. A. and Hobbs, P. V. (1982). Organization and structure of precipitating cloud systems. In *Advances in Geophysics*, volume 24, pages 225–315. Elsevier.
- Houze, R. A., Rasmussen, K. L., Medina, S., Brodzik, S. R., and Romatschke, U. (2011). Anomalous atmospheric events leading to the summer 2010 floods in Pakistan. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(3):291–298.
- Houze, R. A., Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., and Brodzik, S. R. (2015). The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. *Reviews of Geophysics*, 53(3):994–1021.
- Houze, R. A., Rutledge, S. A., Biggerstaff, M. I., and Smull, B. F. (1989). Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 70(6):608–619.
- Houze, R. A., Smull, B. F., and Dodge, P. (1990). Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Monthly Weather Review*, 118(3):613–654.
- Hovmöller, E. (1949). The trough-and-ridge diagram. *Tellus*, 1(2):62–66.
- Hu, H. and Dominguez, F. (2015). Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the North American monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1):19–35.
- Hu, H., Leung, L. R., and Feng, Z. (2020). Observed warm-season characteristics of MCS and non-MCS rainfall and their recent changes in the central United States. *Geophysical Research Letters*, 47(6):e2019GL086783.
- Huang, X., Hu, C., Huang, X., Chu, Y., Tseng, Y.-h., Zhang, G. J., and Lin, Y. (2018). A long-term tropical mesoscale convective systems dataset based on a novel objective automatic tracking algorithm. *Climate Dynamics*, 51(7):3145–3159.
- Jackson, B., Nicholson, S. E., and Klotter, D. (2009). Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 137(4):1272–1294.

BIBLIOGRAFÍA

- Jaramillo, L., Poveda, G., and Mejía, J. F. (2017). Mesoscale convective systems and other precipitation features over the tropical Americas and surrounding seas as seen by TRMM. *International Journal of Climatology*, 37(S1):380–397.
- Jayarathne, E., Saunders, C., and Hallett, J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(461):609–630.
- Jeong, J.-H., Lee, D.-I., and Wang, C.-C. (2016). Impact of the cold pool on mesoscale convective system–produced extreme rainfall over southeastern South Korea: 7 July 2009. *Monthly Weather Review*, 144(10):3985–4006.
- Jiang, X. and Lau, N.-C. (2008). Intraseasonal teleconnection between North American and western North Pacific monsoons with 20-day time scale. *Journal of Climate*, 21(11):2664–2679.
- Jirak, I. L. and Cotton, W. R. (2007). Observational analysis of the predictability of mesoscale convective systems. *Weather and Forecasting*, 22(4):813–838.
- Jirak, I. L., Cotton, W. R., and McAnelly, R. L. (2003). Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Monthly Weather Review*, 131(10):2428–2449.
- Johnson, R. H., Aves, S. L., Ciesielski, P. E., and Keenan, T. D. (2005). Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon. *Monthly Weather Review*, 133(1):131–148.
- Johnson, R. H., Ciesielski, P. E., L’Ecuyer, T. S., and Newman, A. J. (2010). Diurnal cycle of convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. *Journal of climate*, 23(5):1060–1078.
- Jun, L., Bin, W., and Dong-Hai, W. (2012). The characteristics of mesoscale convective systems (MCSs) over East Asia in warm seasons. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(2):102–107.
- Kawamura, R., Murakami, T., and Wang, B. (1996). Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 74(6):867–890.
- Kidder, S. Q., KIDDER, R. M., and Haar, T. H. V. (1995). *Satellite Meteorology: An Introduction*. Gulf Professional Publishing.
- Kikuchi, K. and Wang, B. (2009). Global perspective of the quasi-biweekly oscillation. *Journal of Climate*, 22(6):1340–1359.
- Kingsmill, D. E. (1991). *An Observational Study of the Internal Structure of Air-mass Thunderstorms*. University of California, Los Angeles.

- Klemp, J., Wilhelmson, R., and Ray, P. (1981). Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm. *Journal of atmospheric sciences*, 38(8):1558–1580.
- Klimowski, B. A. and Bunkers, M. J. (2002). Comments on satellite observations of a severe supercell thunderstorm on 24 July 2000 made during the GOES-11 science test. *Weather and Forecasting*, 17(5):1111–1117.
- Klitch, M. A., Weaver, J. F., Kelly, F. P., and Vonder Haar, T. H. (1985). Convective cloud climatologies constructed from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 113(3):326–337.
- Kumar, S., Silva, Y., Moya-Álvarez, A. S., and Martínez-Castro, D. (2019). Seasonal and regional differences in extreme rainfall events and their contribution to the world’s precipitation: GPM observations. *Advances in Meteorology*, 2019.
- Lahmers, T. M., Castro, C. L., Adams, D. K., Serra, Y. L., Brost, J. J., and 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(17):6037–6064.
- Laing, A. G. and Fritsch, J. M. (2000). The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, 128(8):2756–2776.
- Laing, A. G., Fritsch, J. M., and Negri, A. J. (1999). Contribution of mesoscale convective complexes to rainfall in Sahelian Africa: Estimates from geostationary infrared and passive microwave data. *Journal of Applied Meteorology*, 38(7):957–964.
- Lane, T. P. and Moncrieff, M. W. (2015). Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part I: Upshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(11):4297–4318.
- Lane, T. P. and Reeder, M. J. (2001). Convectively generated gravity waves and their effect on the cloud environment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(16):2427–2440.
- Lang, T. J., Ahijevych, D. A., Nesbitt, S. W., Carbone, R. E., Rutledge, S. A., and Cifelli, R. (2007). Radar-observed characteristics of precipitating systems during NAME 2004. *Journal of Climate*, 20(9):1713–1733.
- Lang, T. J., Rutledge, S. A., and Cifelli, R. (2010). Polarimetric radar observations of convection in northwestern Mexico during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6):1345–1357.
- Laurent, H., Machado, L. A. T., Morales, C. A., and Durieux, L. (2002). Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and

- radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20):LBA 21–1–LBA 21–17.
- Leary, C. A. and Houze, R. A. (1979). Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(4):669–679.
- Lebo, Z. and Morrison, H. (2015). Effects of horizontal and vertical grid spacing on mixing in simulated squall lines and implications for convective strength and structure. *Monthly Weather Review*, 143(11):4355–4375.
- Lerach, D. G., Rutledge, S. A., Williams, C. R., and Cifelli, R. (2010). Vertical structure of convective systems during NAME 2004. *Monthly Weather Review*, 138(5):1695–1714.
- Lewis, M. W. and Gray, S. L. (2010). Categorisation of synoptic environments associated with mesoscale convective systems over the UK. *Atmospheric Research*, 97(1):194–213.
- Li, F., Chavas, D. R., Reed, K. A., and Dawson II, D. T. (2020). Climatology of severe local storm environments and synoptic-scale features over North America in ERA5 reanalysis and CAM6 simulation. *Journal of Climate*, 33(19):8339–8365.
- Li, N., Wang, Z., Chen, X., and Austin, G. (2019). Studies of general precipitation features with TRMM PR data: An extensive overview. *Remote Sensing*, 11(1):80.
- Liang, Z., Liu, Y., Yin, J., and Liu, C. (2019). A case study of the effects of a synoptic situation on the motion and development of warm-sector mesoscale convective systems over South China. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55(2):255–268.
- Lin, Y.-L., Deal, R. L., and Kulie, M. S. (1998). Mechanisms of cell regeneration, development, and propagation within a two-dimensional multicell storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(10):1867–1886.
- Liu, C., Cecil, D. J., Zipser, E. J., Kronfeld, K., and Robertson, R. (2012). Relationships between lightning flash rates and radar reflectivity vertical structures in thunderstorms over the tropics and subtropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D6).
- Liu, C. and Moncrieff, M. W. (2004). Effects of convectively generated gravity waves and rotation on the organization of convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(17):2218–2227.
- Liu, C., Shige, S., Takayabu, Y. N., and Zipser, E. (2015). Latent heating contribution from precipitation systems with different sizes, depths, and intensities in the tropics. *Journal of Climate*, 28(1):186–203.

- Liu, C. and Zipser, E. (2013). Regional variation of morphology of organized convection in the tropics and subtropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2):453–466.
- Liu, D., Sun, M., Su, D., Xu, W., Yu, H., and Chen, Y. (2021a). A five-year climatological lightning characteristics of linear mesoscale convective systems over North China. *Atmospheric Research*, 256:105580.
- Liu, W., Cook, K. H., and Vizy, E. K. (2019). The role of mesoscale convective systems in the diurnal cycle of rainfall and its seasonality over sub-Saharan Northern Africa. *Climate Dynamics*, 52(1-2):729–745.
- Liu, Y., Yao, X., Fei, J., Yang, X., and Sun, J. (2021b). Characteristics of mesoscale convective systems during the warm season over the Tibetan Plateau based on FY-2 satellite datasets. *International Journal of Climatology*, 41(4):2301–2315.
- Lorenz, D. J. and Hartmann, D. L. (2006). The effect of the MJO on the North American monsoon. *Journal of Climate*, 19(3):333–343.
- Luong, T. M., Castro, C. L., Chang, H.-I., Lahmers, T., Adams, D. K., and Ochoa-Moya, C. A. (2017). The more extreme nature of North American monsoon precipitation in the southwestern United States as revealed by a historical climatology of simulated severe weather events. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(9):2509–2529.
- MacGorman, D. R. and Morgenstern, C. D. (1998). Some characteristics of cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12):14011–14023.
- MacGorman, D. R., Rust, W. D., and Rust, W. D. (1998). *The Electrical Nature of Storms*. Oxford University Press on Demand.
- Machado, L. and Rossow, W. (1993). Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, 121(12):3234–3260.
- Machado, L., Rossow, W., Guedes, R., and Walker, A. (1998). Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, 126(6):1630–1654.
- Machado, L. A. T. and Laurent, H. (2004). The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, 132(3):714–725.
- Machado, L. T., Desbois, M., and Duvel, J.-P. (1992). Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, 120(3):392–406.

BIBLIOGRAFÍA

- Madden, R. A. and Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28(5):702–708.
- Maddox, R. A. (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, pages 1374–1387.
- Maddox, R. A. (1983). Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, 111(7):1475–1493.
- Maddox, R. A., Chappell, C. F., and Hoxit, L. R. (1979). Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(2):115–123.
- Maddox, R. A., Howard, K. W., Bartels, D. L., and Rodgers, D. M. (1986). Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, pages 390–413. Springer.
- Maddox, R. A., McCollum, D. M., and Howard, K. W. (1995). Large-scale patterns associated with severe summertime thunderstorms over central arizona. *Weather and Forecasting*, 10(4):763–778.
- Makowski, J. A., MacGorman, D. R., Biggerstaff, M. I., and Beasley, W. H. (2013). Total lightning characteristics relative to radar and satellite observations of Oklahoma mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 141(5):1593–1611.
- Mallick, S., Rakov, V., Ngin, T., Gameraota, W., Pilkey, J., Hill, J., Uman, M., Jordan, D., Nag, A., and Said, R. (2014). Evaluation of the GLD360 performance characteristics using rocket-and-wire triggered lightning data. *Geophysical Research Letters*, 41(10):3636–3642.
- Maloney, E. D., Camargo, S. J., Chang, E., Colle, B., Fu, R., Geil, K. L., Hu, Q., Jiang, X., Johnson, N., Karlsruh, K. B., et al. (2014). North American climate in CMIP5 experiments: Part III: Assessment of twenty-first-century projections. *Journal of Climate*, 27(6):2230–2270.
- Mapes, B. and Houze, R. A. (1992). An integrated view of the 1987 Australian monsoon and its mesoscale convective systems. I: Horizontal structure. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507):927–963.
- Mapes, B. E. (1993). Gregarious tropical convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(13):2026–2037.
- Mapes, B. E. and Houze, R. A. (1993). Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Monthly Weather Review*, 121(5):1398–1416.
- Mapes, B. E. and Houze, R. A. (1995). Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(10):1807–1828.

- Mapes, B. E., Warner, T. T., and Xu, M. (2003). Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Monthly Weather Review*, 131(5):830–844.
- Martius, O., Schwierz, C., and Davies, H. C. (2006). A refined hovmöller diagram. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 58(2):221–226.
- Mason, B. and Dash, J. (2000). Charge and mass transfer in ice-ice collisions: Experimental observations of a mechanism in thunderstorm electrification. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D8):10185–10192.
- Mathias, L., Ludwig, P., and Pinto, J. G. (2019). Synoptic-scale conditions and convection-resolving hindcast experiments of a cold-season derecho on 3 January 2014 in western Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(5):1023–1040.
- Mathon, V., Diedhiou, A., and Laurent, H. (2002a). Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophysical Research Letters*, 29(8):57–1.
- Mathon, V. and Laurent, H. (2001). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(572):377–406.
- Mathon, V., Laurent, H., and Lebel, T. (2002b). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of applied meteorology*, 41(11):1081–1092.
- Mattos, E. V. and Machado, L. A. (2011). Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. *Atmospheric Research*, 99(3):377 – 390.
- May, P. T. and Keenan, T. D. (2005). Evaluation of microphysical retrievals from polarimetric radar with wind profiler data. *Journal of Applied Meteorology*, 44(6):827–838.
- Mazon, J. J., Castro, C. L., Adams, D. K., Chang, H.-I., Carrillo, C. M., and Brost, J. J. (2016). Objective climatological analysis of extreme weather events in Arizona during the North American monsoon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(11):2431–2450.
- McAnelly, R. L. and Cotton, W. R. (1989). The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Monthly Weather Review*, 117(4):784–808.
- Mechem, D. B., Chen, S. S., and Houze Jr., R. A. (2006). Momentum transport processes in the stratiform regions of mesoscale convective systems over the western Pacific warm pool. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(616):709–736.
- Mejia, J. F., Douglas, M. W., and Lamb, P. J. (2016). Observational investigation of relationships between moisture surges and mesoscale- to large-scale convection during the North American monsoon. *International Journal of Climatology*, 36(6):2555–2569.

BIBLIOGRAFÍA

- Meng, Y., Sun, J., Zhang, Y., and Fu, S. (2021). A 10-year climatology of mesoscale convective systems and their synoptic circulations in the southwest mountain area of China. *Journal of Hydrometeorology*, 22(1):23–41.
- Meng, Z., Yan, D., and Zhang, Y. (2013). General features of squall lines in East China. *Monthly Weather Review*, 141(5):1629–1647.
- Meyer, J. D. and Jin, J. (2017). The response of future projections of the North American monsoon when combining dynamical downscaling and bias correction of CCSM4 output. *Climate Dynamics*, 49(1-2):433–447.
- Miller, D. and Fritsch, J. (1991). Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Monthly Weather Review*, 119(12):2978–2992.
- Mohr, K. I. and Thorncroft, C. D. (2006). Intense convective systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(614):163–176.
- Mohr, K. I. and Zipser, E. J. (1996a). Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice-scattering signatures. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6):1179–1190.
- Mohr, K. I. and Zipser, E. J. (1996b). Mesoscale convective systems defined by their 85-GHz ice scattering signature: Size and intensity comparison over tropical oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 124(11):2417–2437.
- Moker Jr, J. M., Castro, C. L., Arellano Jr, A. F., Serra, Y. L., and Adams, D. K. (2018). Convective-permitting hindcast simulations during the North American Monsoon GPS Transect Experiment 2013: Establishing baseline model performance without data assimilation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(8):1683–1710.
- Moncrieff, M. W. (2004). Analytic representation of the large-scale organization of tropical convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(13):1521–1538.
- Moncrieff, M. W. (2010). The multiscale organization of moist convection and the intersection of weather and climate. *Climate dynamics: why does climate vary*, 189:3–26.
- Moncrieff, M. W. and Lane, T. P. (2015). Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part II: Downshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(11):4319–4336.
- Moncrieff, M. W. and Liu, C. (2006). Representing convective organization in prediction models by a hybrid strategy. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(12):3404–3420.
- Moncrieff, M. W., Waliser, D. E., Miller, M. J., Shapiro, M. A., Asrar, G. R., and Caughey, J. (2012). Multiscale convective organization and the YOTC virtual global field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(8):1171–1187.

- Moore, J. T., Glass, F. H., Graves, C. E., Rochette, S. M., and Singer, M. J. (2003). The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Weather and Forecasting*, 18(5):861–878.
- Morcrette, C. J., Browning, K. A., Blyth, A. M., Bozier, K. E., Clark, P. A., Ladd, D., Norton, E. G., and Pavelin, E. (2006). Secondary initiation of multiple bands of cumulonimbus over southern Britain. I: An observational case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(617):1021–1051.
- Morel, C. and Senesi, S. (2002a). A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(584):1953–1971.
- Morel, C. and Senesi, S. (2002b). A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European mesoscale convective systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(584):1973–1995.
- Mulholland, J. P., Nesbitt, S. W., and Trapp, R. J. (2019). A case study of terrain influences on upscale convective growth of a supercell. *Monthly Weather Review*, 147(12):4305–4324.
- Mulholland, J. P., Nesbitt, S. W., Trapp, R. J., Rasmussen, K. L., and Salio, P. V. (2018). Convective storm life cycle and environments near the Sierras de Córdoba, Argentina. *Monthly Weather Review*, 146(8):2541–2557.
- Mull, S. and Rao, Y. (1950). Dynamics of Thunderstorms Part II—Origin of downdrafts in a thunderstorm and the circulation in a full-fledged thunderstorm cell. *MAUSAM*, 1(4):291–297.
- Nag, A., Murphy, M. J., Schulz, W., and Cummins, K. L. (2015). Lightning locating systems: Insights on characteristics and validation techniques. *Earth and Space Science*, 2(4):65–93.
- Nesbitt, S. W., Cifelli, R., and Rutledge, S. A. (2006). Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features. *Monthly Weather Review*, 134(10):2702–2721.
- Nesbitt, S. W., Gochis, D. J., and Lang, T. J. (2008). The diurnal cycle of clouds and precipitation along the Sierra Madre Occidental observed during NAME-2004: Implications for warm season precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 9(4):728–743.
- Nesbitt, S. W., Salio, P. V., Ávila, E., Bitzer, P., Carey, L., Chandrasekar, V., Deierling, W., Dominguez, F., Dillon, M. E., Garcia, C. M., et al. (2021). A storm safari in subtropical South America: Proyecto RELAMPAGO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(8):E1621–E1644.

BIBLIOGRAFÍA

- Newman, A. and Johnson, R. H. (2012). Mechanisms for precipitation enhancement in a North American monsoon upper-tropospheric trough. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(6):1775–1792.
- Norman, Y. and Trilaksono, N. J. (2019). Investigation of mesoscale convective systems over Indonesian maritime continent using geostationary meteorological satellite. In *Journal of Physics: Conference Series*, volume 1204, page 012124. IOP Publishing.
- Orville, R. E. (1991). Lightning ground flash density in the contiguous United States-1989. *Monthly Weather Review*, 119(2):573–577.
- Oulkar, S., Singh, D., Saha, U., and Kamra, A. K. (2019). Distribution of lightning in relation to topography and vegetation cover over the dry and moist regions in the Himalayas. *Journal of Earth System Science*, 128(7):1–17.
- Pal, S., Dominguez, F., Dillon, M. E., Alvarez, J., Garcia, C. M., Nesbitt, S. W., and Gochis, D. (2021). Hydrometeorological observations and modeling of an extreme rainfall event using WRF and WRF-hydro during the RELAMPAGO field campaign in Argentina. *Journal of Hydrometeorology*, 22(2):331–351.
- Parker, M. D. and Johnson, R. H. (2000). Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 128(10):3413–3436.
- Parker, M. D. and Johnson, R. H. (2004a). Simulated convective lines with leading precipitation. Part II: Evolution and maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(14):1656–1673.
- Parker, M. D. and Johnson, R. H. (2004b). Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(5):545–567.
- Parker, M. D., Rutledge, S. A., and Johnson, R. H. (2001). Cloud-to-ground lightning in linear mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 129(5):1232–1242.
- Pascale, S., Boos, W. R., Bordoni, S., Delworth, T. L., Kapnick, S. B., Murakami, H., Vecchi, G. A., and Zhang, W. (2017). Weakening of the North American monsoon with global warming. *Nature Climate Change*, 7(11):806–812.
- Pascale, S. and Bordoni, S. (2016). Tropical and extratropical controls of Gulf of California surges and summertime precipitation over the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, 144(7):2695–2718.
- Pascale, S., Carvalho, L. M., Adams, D. K., Castro, C. L., and Cavalcanti, I. F. (2019). Current and future variations of the monsoons of the Americas in a warming climate. *Current Climate Change Reports*, 5(3):125–144.
- Pereira, L. G. P. (2008). Characteristics and organization of precipitating features during NAME 2004 and their relationship to environmental conditions. Colorado State University.

- Persson, A. (2017). The story of the hovmöller diagram: An (almost) eyewitness account. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(5):949–957.
- Peters, J. M. and Schumacher, R. S. (2014). Objective categorization of heavy-rain-producing MCS synoptic types by rotated principal component analysis. *Monthly Weather Review*, 142(5):1716–1737.
- Phadtare, J. and Bhat, G. (2019). Characteristics of deep cloud systems under weak and strong synoptic forcing during the Indian summer monsoon season. *Monthly Weather Review*, 147(10):3741–3758.
- Pinto, J. O., Grim, J. A., and Steiner, M. (2015). Assessment of the high-resolution rapid refresh model’s ability to predict mesoscale convective systems using object-based evaluation. *Weather and Forecasting*, 30(4):892–913.
- Poelman, D. R., Schulz, W., and Vergeiner, C. (2013). Performance characteristics of distinct lightning detection networks covering Belgium. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(5):942–951.
- Pohjola, H. and Mäkelä, A. (2013). The comparison of GLD360 and EUCLID lightning location systems in Europe. *Atmospheric Research*, 123:117–128.
- Pope, M., Jakob, C., and Reeder, M. J. (2008). Convective systems of the north Australian monsoon. *Journal of Climate*, 21(19):5091–5112.
- Pope, M., Jakob, C., and Reeder, M. J. (2009). Objective classification of tropical mesoscale convective systems. *Journal of Climate*, 22(22):5797–5808.
- Prein, A. F., Liu, C., Ikeda, K., Bullock, R., Rasmussen, R. M., Holland, G. J., and Clark, M. (2020). Simulating North American mesoscale convective systems with a convection-permitting climate model. *Climate Dynamics*, 55(1):95–110.
- Prein, A. F., Liu, C., Ikeda, K., Trier, S. B., Rasmussen, R. M., Holland, G. J., and Clark, M. P. (2017). Increased rainfall volume from future convective storms in the US. *Nature Climate Change*, 7(12):880–884.
- Provod, M., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Birch, C. E. (2016). A characterization of cold pools in the West African Sahel. *Monthly Weather Review*, 144(5):1923–1934.
- Punkka, A.-J. and Bister, M. (2015). Mesoscale convective systems and their synoptic-scale environment in Finland. *Weather and Forecasting*, 30(1):182–196.
- Pytlak, E., Goering, M., and Bennett, A. (2005). Upper tropospheric troughs and their interaction with the North American monsoon. In *19th Conf. on Hydrology*.
- Rakov, V. A. (2016a). *Electrical Structure of Thunderclouds*, page 31–51. Cambridge University Press.

BIBLIOGRAFÍA

- Rakov, V. A. (2016b). *Types of Lightning Discharges and Lightning Terminology*, page 1–16. Cambridge University Press.
- Rakov, V. A. and Uman, M. A. (2003). *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Ramos-Pérez, O., Adams, D. K., Ochoa-Moya, C. A., and Quintanar, A. I. (2022). A climatology of mesoscale convective systems in Northwest Mexico during the North American Monsoon. *Atmosphere*, 13(5):665.
- Rasmussen, K. L., Chaplin, M. M., Zuluaga, M. D., and Houze, R. A. (2016). Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1):353–367.
- Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., and Houze Jr., R. A. (2014). Severe convection and lightning in subtropical South America. *Geophysical Research Letters*, 41(20):7359–7366.
- Ray, A. J., Garfin, G. M., Wilder, M., Vásquez-León, M., Lenart, M., and Comrie, A. C. (2007). Applications of monsoon research: Opportunities to inform decision making and reduce regional vulnerability. *Journal of Climate*, 20(9):1608–1627.
- Reap, R. M. and MacGorman, D. R. (1989). Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. *Monthly Weather Review*, 117(3):518–535.
- Rehbein, A., Ambrizzi, T., and Mechoso, C. R. (2018). Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. *International Journal of Climatology*, 38(1):215–229.
- Reyes, S., Douglas, M. W., and Maddox, R. A. (1994). El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*, 7(2):117–137.
- Ribeiro, B. Z. and Seluchi, M. E. (2019). A climatology of quasi-linear convective systems and associated synoptic-scale environments in southern Brazil. *International Journal of Climatology*, 39(2):857–877.
- Richardson, Y. P., Droegemeier, K. K., and Davies-Jones, R. P. (2007). The influence of horizontal environmental variability on numerically simulated convective storms. Part I: Variations in vertical shear. *Monthly Weather Review*, 135(10):3429–3455.
- Rigo, T. and Llasat, M.-C. (2007). Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period 1996–2000. *Atmospheric Research*, 83(2):458 – 472. European Conference on Severe Storms 2004.
- Risanto, C. B., Castro, C. L., Arellano Jr, A. F., Moker Jr, J. M., and Adams, D. K. (2021). The impact of assimilating GPS precipitable water vapor in convective-permitting WRF-ARW on North American Monsoon precipitation forecasts over Northwest Mexico. *Monthly Weather Review*, 149(9):3013–3035.

-
- Risanto, C. B., Castro, C. L., Moker, J. M., Arellano, A. F., Adams, D. K., Fierro, L. M., and Minjarez Sosa, C. M. (2019). Evaluating forecast skills of moisture from convective-permitting WRF-ARW model during 2017 North American Monsoon season. *Atmosphere*, 10(11):694.
- Robe, F. R. and Emanuel, K. A. (2001). The effect of vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(11):1427–1445.
- Roca, R., Aublanc, J., Chambon, P., Fiolleau, T., and Viltard, N. (2014). Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. *Journal of Climate*, 27(13):4952–4958.
- Roca, R., Louvet, S., Picon, L., and Desbois, M. (2005). A study of convective systems, water vapor and top of the atmosphere cloud radiative forcing over the Indian Ocean using INSAT-1B and ERBE data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 90(1-2):49–65.
- Romatschke, U. and Houze, R. A. (2010). Extreme summer convection in South America. *Journal of Climate*, 23(14):3761–3791.
- Romatschke, U., Medina, S., and Houze, R. A. (2010). Regional, seasonal, and diurnal variations of extreme convection in the South Asian region. *Journal of Climate*, 23(2):419–439.
- Romero, R., Doswell, C. A., and Ramis, C. (2000). Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain. *Monthly Weather Review*, 128(11):3731–3751.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., and Weisman, M. L. (1988). A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3):463–485.
- Rowe, A. K., Rutledge, S. A., and Lang, T. J. (2012). Investigation of microphysical processes occurring in organized convection during NAME. *Monthly Weather Review*, 140(7):2168–2187.
- Rowe, A. K., Rutledge, S. A., Lang, T. J., Ciesielski, P. E., and Saleeby, S. M. (2008). Elevation-dependent trends in precipitation observed during NAME. *Monthly Weather Review*, 136(12):4962–4979.
- Said, R., Cohen, M., and Inan, U. (2013). Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360 observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(13):6905–6915.
- Said, R. and Murphy, M. (2016). GLD360 upgrade: Performance analysis and applications. In *24th International Lightning Detection Conference, San Diego, CA*.

BIBLIOGRAFÍA

- Said, R., Murphy, M., and Demetriades, N. (2010). Initial performance estimates of the GLD360 lightning detection network. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2010, pages AE33A–0255.
- Sakamoto, M. S., Ambrizzi, T., and Poveda, G. (2011). Moisture sources and life cycle of convective systems over Western Colombia. *Advances in Meteorology*, 2011.
- Salio, P., Nicolini, M., and Zipser, E. J. (2007). Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135(4):1290–1309.
- Saunders, C. P. R. (1993). A review of thunderstorm electrification processes. *Journal of Applied Meteorology*, 32(4):642–655.
- Schmidt, J. M. and Cotton, W. R. (1990). Interactions between upper and lower tropospheric gravity waves on squall line structure and maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(10):1205–1222.
- Schrage, J. M., Fink, A. H., Ermert, V., and Ahlonsou, E. D. (2006). Three MCS cases occurring in different synoptic environments in the sub-Saharan wet zone during the 2002 West African monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9):2369–2382.
- Schröder, M., König, M., and Schmetz, J. (2009). Deep convection observed by the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager on board Meteosat 8: Spatial distribution and temporal evolution over Africa in summer and winter 2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D5).
- Schumacher, C. and Houze, R. A. (2003). Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *Journal of Climate*, 16(11):1739–1756.
- Schumacher, C., Houze, R. A., and Kraucunas, I. (2004). The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(12):1341–1358.
- Schumacher, R. S. and Johnson, R. H. (2005). Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 133(4):961–976.
- Schumacher, R. S. and Johnson, R. H. (2009). Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations. *Weather and Forecasting*, 24(2):555–574.
- Seastrand, S., Serra, Y., Castro, C., and Ritchie, E. (2015). The dominant synoptic-scale modes of North American monsoon precipitation. *International Journal of Climatology*, 35(8):2019–2032.

-
- Serra, Y. L., Adams, D. K., Minjarez-Sosa, C., Moker, J. M., Arellano, A. F., Castro, C. L., Quintanar, A. I., Alatorre, L., Granados, A., Vazquez, G. E., Holub, K., and DeMets, C. (2016). The North American monsoon GPS transect experiment 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(11):2103–2115.
- Silva Dias, M. d., Rutledge, S., Kabat, P., Silva Dias, P. d., Nobre, C., Fisch, G., Dolman, A., Zipser, E., Garstang, M., Manzi, A., et al. (2002). Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20):LBA–39.
- Smith, W. P. and Gall, R. L. (1989). Tropical squall lines of the Arizona monsoon. *Monthly Weather Review*, 117(7):1553–1569.
- Snively, D. V. and Gallus, W. A. (2014). Prediction of convective morphology in near-cloud-permitting WRF model simulations. *Weather and forecasting*, 29(1):130–149.
- Stechmann, S. N. and Majda, A. J. (2009). Gravity waves in shear and implications for organized convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(9):2579–2599.
- Stevens, B. (2005). Atmospheric moist convection. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33:605–643.
- Stevenson, S. N. and Schumacher, R. S. (2014). A 10-Year survey of extreme rainfall events in the central and eastern United States using gridded multisensor precipitation analyses. *Monthly Weather Review*, 142(9):3147–3162.
- Stull, R. (2015). *Practical Meteorology: An Algebra-Based Survey of Atmospheric Science*. University of British Columbia, Columbia.
- Sukovich, E. M., Ralph, F. M., Barthold, F. E., Reynolds, D. W., and Novak, D. R. (2014). Extreme quantitative precipitation forecast performance at the weather prediction center from 2001 to 2011. *Weather and Forecasting*, 29(4):894–911.
- Szeto, K. K. and Cho, H.-R. (1994). A numerical investigation of squall lines. Part II: The mechanics of evolution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(3):425–433.
- Takemi, T. (2006). Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions. *Atmospheric Research*, 82(1):37 – 54. 14th International Conference on Clouds and Precipitation.
- Tan, S.-Y. (2014). Introduction to Meteorological Satellites. In *Meteorological Satellite Systems*, pages 1–8. Springer.
- Tao, W.-K. and Moncrieff, M. W. (2009). Multiscale cloud system modeling. *Reviews of Geophysics*, 47(4).
- Tao, W.-K., Smith, E. A., Adler, R. F., Haddad, Z. S., Hou, A. Y., Iguchi, T., Kakar, R., Krishnamurti, T., Kummerow, C. D., Lang, S., et al. (2006). Retrieval of latent

BIBLIOGRAFÍA

- heating from TRMM measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(11):1555–1572.
- Taylor, C. and Klein, C. (2019). Observed impact of soil moisture on the propagation of mature Mesoscale Convective Systems in the Sahel. *AGUFM*, 2019:H53F–06.
- Taylor, C. M., Harris, P. P., and Parker, D. J. (2010). Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: A case-study from the AMMA special observing period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1):456–470.
- Teramura, H., Sato, T., and Tamura, K. (2019). Observed evidence of enhanced probability of mesoscale convective system initiations due to land surface heterogeneity in semiarid East Asia. *SOLA (Scientific Online Letters on the Atmosphere)*, 15:143–148.
- Tomasini, M., Lafore, J., Piriou, C., Roca, R., Ramage, K., Laurent, H., Morel, C., and Senesi, S. (2006). Atlas on a climatology of West African mesoscale convective systems. *AMMA European Deliverable*.
- Trapp, R. J., Kosiba, K. A., Marquis, J. N., Kumjian, M. R., Nesbitt, S. W., Wurman, J., Salio, P., Grover, M. A., Robinson, P., and Hence, D. A. (2020). Multiple-platform and multiple-Doppler radar observations of a supercell thunderstorm in South America during RELAMPAGO. *Monthly Weather Review*, 148(8):3225–3241.
- Tsenova, B., Mitzeva, R., and Saunders, C. (2009). A modelling study of the effect of ice particle sizes and relative velocity on ice crystal/graupel collisional charge transfer. *Atmospheric research*, 91(2-4):250–258.
- Turrent, C. and Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the inter-annual modulation of the North American Monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Umakanth, N., Satyanarayana, G. C., Simon, B., Rao, M., and Babu, N. R. (2019). Influence of convective weather related parameters on rainfall over Virajpet region on 26 April 2013. *Journal of Critical Reviews*, 6(6).
- Utsumi, N., Kim, H., Kanae, S., and Oki, T. (2017). Relative contributions of weather systems to mean and extreme global precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(1):152–167.
- Valdés-Manzanilla, A. and Barradas Miranda, V. L. (2012). Mesoscale convective systems during NAME. *Atmósfera*, 25:155 – 170.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., et al. (2006). Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of climate*, 19(20):4977–5000.

-
- Vila, D. and Machado, L. (2004). Shape and radiative properties of convective systems observed from infrared satellite images. *International Journal of Remote Sensing*, 25(21):4441–4456.
- Vila, D. A., Machado, L. A. T., Laurent, H., and Velasco, I. (2008). Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. *Weather and Forecasting*, 23(2):233–245.
- Virts, K. S. and Houze, R. A. (2016). Seasonal and intraseasonal variability of mesoscale convective systems over the South Asian monsoon region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(12):4753–4774.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, volume 92. Elsevier.
- Wang, F., Zhang, Y., Liu, H., Yao, W., and Meng, Q. (2016). Characteristics of cloud-to-ground lightning strikes in the stratiform regions of mesoscale convective systems. *Atmospheric Research*, 178:207–216.
- Wang, J., Houze Jr, R. A., Fan, J., Brodzik, S. R., Feng, Z., and Hardin, J. C. (2019). The detection of mesoscale convective systems by the GPM Ku-band spaceborne radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*.
- Weaver, J. F., Knaff, J. A., Bikos, D., Wade, G. S., and Daniels, J. M. (2002). Satellite observations of a severe supercell thunderstorm on 24 July 2000 made during the GOES-11 science test. *Weather and Forecasting*, 17(1):124–138.
- Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1986). Characteristics of isolated convective storms. In *Mesoscale meteorology and forecasting*, pages 331–358. Springer.
- Weisman, M. L., Klemp, J. B., and Rotunno, R. (1988). Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(14):1990–2013.
- Weisman, M. L. and Rotunno, R. (2004). “A theory for strong long-lived squall lines” revisited. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(4):361–382.
- Wheeler, M. and McBride, J. (2005). Australian-Indonesian monsoon. In *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*, pages 125–173. Springer.
- Whitaker, J. W. and Maloney, E. D. (2018). Analysis of a Panama Bight mesoscale convective system developing into a hurricane-producing east Pacific easterly wave using WRF at convection-resolving scales. *AGUFM*, 2018:A51F–08.
- Wilcox, E. M. and Ramanathan, V. (2001). Scale dependence of the thermodynamic forcing of tropical monsoon clouds: Results from TRMM observations. *Journal of Climate*, 14(7):1511–1524.

BIBLIOGRAFÍA

- Williams, C. R., Ecklund, W. L., and Gage, K. S. (1995). Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profilers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(5):996–1012.
- Williams, E., Weber, M., and Orville, R. (1989). The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D11):13213–13220.
- Williams, E. R. (1989). The tripole structure of thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D11):13151–13167.
- Williams, E. R. (2001). The Electrification of Severe Storms. In *Severe Convective Storms*, pages 527–561. Springer.
- Williams, M. and Houze, R. A. (1987). Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Monthly Weather Review*, 115(2):505–519.
- Willingham, K. M., Thompson, E. J., Howard, K. W., and Dempsey, C. L. (2011). Characteristics of Sonoran desert microbursts. *Weather and forecasting*, 26(1):94–108.
- Wiston, M. and Mphale, K. M. (2019). Mesoscale convective systems: A case scenario of the “heavy rainfall” event of 15–20 January 2013 over Southern Africa. *Climate*, 7(6):73.
- Xia, R., Zhang, D.-L., Zhang, C., and Wang, Y. (2018). Synoptic control of convective rainfall rates and cloud-to-ground lightning frequencies in warm-season mesoscale convective systems over North China. *Monthly Weather Review*, 146(3):813–831.
- Xu, W., Zipser, E. J., Liu, C., and Jiang, H. (2010). On the relationships between lightning frequency and thundercloud parameters of regional precipitation systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D12).
- Yang, L., Smith, J., Baeck, M. L., and Morin, E. (2019). Flash flooding in arid/semiarid regions: climatological analyses of flood-producing storms in central arizona during the north american monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 20(7):1449–1471.
- Yang, Q., Houze Jr, R. A., Leung, L. R., and Feng, Z. (2017). Environments of long-lived mesoscale convective systems over the central United States in convection permitting climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(24):13,288–13,307.
- Yang, X., Fei, J., Huang, X., Cheng, X., Carvalho, L. M., and He, H. (2015). Characteristics of mesoscale convective systems over China and its vicinity using geostationary satellite FY2. *Journal of Climate*, 28(12):4890–4907.
- Yuan, J. and Houze, R. A. (2010). Global variability of mesoscale convective system anvil structure from A-Train satellite data. *Journal of Climate*, 23(21):5864–5888.

- Yun, Y., Liu, C., Luo, Y., Liang, X., Chen, F., and Rasmussen, R. (2019). Simulating warm-season precipitation in China with a convection-permitting regional climate model. In *Geophysical Research Abstracts*, volume 21.
- Yusnaini, H., Muharsyah, R., Vonnisa, M., Tangang, F., et al. (2021). Influence of topography on lightning density in Sumatra. In *Journal of Physics: Conference Series*, volume 1876, page 012022. IOP Publishing.
- Yuter, S. E. and Houze, R. A. (1995a). Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly Weather Review*, 123(7):1941–1963.
- Yuter, S. E. and Houze, R. A. (1995b). Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis. *Monthly Weather Review*, 123(7):1964–1983.
- Zehnder, J. A., Zhang, L., Hansford, D., Radzan, A., Selover, N., and Brown, C. M. (2006). Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Monthly Weather Review*, 134(9):2527–2546.
- Zeitler, J. W. and Bunkers, M. J. (2005). Operational forecasting of supercell motion: Review and case studies using multiple datasets. *Natl. Wea. Dig*, 29(1):81–97.
- Zhang, F., Odins, A. M., and Nielsen-Gammon, J. W. (2006). Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event. *Weather and Forecasting*, 21(2):149–166.
- Zhang, L., Min, J., Zhuang, X., and Schumacher, R. S. (2019). General features of extreme rainfall events produced by MCSs over East China during 2016–17. *Monthly Weather Review*, 147(7):2693–2714.
- Zhang, Z., Varble, A., Feng, Z., Hardin, J., and Zipser, E. (2021). Growth of mesoscale convective systems in observations and a seasonal convection-permitting simulation over Argentina. *Monthly Weather Review*, 149(10):3469–3490.
- Zheng, L., Sun, J., Zhang, X., and Liu, C. (2013). Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China. *Weather and Forecasting*, 28(5):1081–1098.
- Zhu, X. and Zhang, Q. (2005). Orographic influence on precipitation of a meso-scale convective system over Taiwan on 7-8 June, 1998. *Acta Scientiarum Naturalium-Universitatis Pekinensis*, 41(3):388.
- Zipser, E. J. (1988). The evolution of mesoscale convective systems: Evidence from radar and satellite observations. *Tropical Rainfall Measurements*, 159:166.