



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA EN
MÉXICO: VARIACIONES ESPACIALES Y
TEMPORALES DURANTE EL PERIODO DE
1984-2008**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

Ana Fabiola Hernández Domínguez



DIRECTORA DE TESIS:

Dra. Christian Domínguez Sarmiento

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Septiembre 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencia a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Ana Fabiola Hernández Domínguez

Agradecimientos

A Dios, porque mientras provea vida y salud existirán posibilidades, oportunidades y experiencias por delante.

A mi tutora, la Dra. Christian Domínguez Sarmiento, por apoyarme desde el primer día que acudí a usted; por creer en mí y motivarme en los momentos más difíciles del proceso. Por enseñarme, con paciencia y empatía, y por compartir conmigo toda su experiencia y tiempo. Usted es mi ejemplo a seguir.

Al Dr. Alejandro Jaramillo Moreno por brindar la base de datos CLAUS, indispensable para realizar este trabajo; así como por dedicar tiempo a compartir sus conocimientos y evaluar este proyecto cuando comenzaba.

Al Mtro. Juan Pablo Cerón Hernández, por haberme enseñado a utilizar la técnica de detección de tormentas utilizada en esta tesis, con paciencia y total disposición.

A la Dra. Graciela Binimelis de Raga, al Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías, al Dr. Carlos Ochoa Moya, y al Dr. José Francisco León Cruz, por haber participado como jurado de este trabajo y dedicar valioso tiempo en evaluarlo y brindarme su retroalimentación.

Al grupo de investigación Interacción Micro y Mesoescala, por haberme recibido como un miembro más del grupo y enseñarme el valor del trabajo en equipo y la importancia de la cooperación dentro de la comunidad científica para llegar lejos.

A todos mis docentes, que me forjaron como profesional. Bajo la circunstancia que fuese transmitieron todos sus conocimientos y me mostraron la importancia de trabajar con ética. Mi absoluta admiración y respeto hacia ustedes.

A mis padres y hermanos, quienes estuvieron y estarán cada día para ser mis pilares y fuerza. Gracias por acompañarme y dárme todo a manos llenas, tangible e intangible, gracias. Este trabajo no hubiera sido posible sin ustedes y su amor incondicional.

A mis compañeros y amigos de licenciatura y de vida, con los que compartí los momentos buenos y los difíciles. Gracias por alentarme, acompañarme y motivarme a seguir y ser mejor.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático. Es un orgullo saberme egresada de la máxima casa de estudios y tesista del instituto de investigación en el que anhelé trabajar desde el principio.

Esta investigación fue realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) “Eventos extremos de precipitación producidos por fenómenos tropicales” con número de expediente IA100620. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca de licenciatura recibida durante once meses.

Dedicatorias

Este trabajo lo dedico enteramente a mi familia, por ser una de las motivaciones más importantes en mi vida y a quienes amo profunda e incondicionalmente.

A mis papás por brindarme todo lo que he necesitado desde niña. Cada día que crezco, entiendo mejor todo el sacrificio y esfuerzo que ha implicado mi cuidado y la vida que me han ofrecido. Son invaluable sus cuidados, su preocupación por mí, las desveladas que pasaron conmigo, sus enseñanzas, siempre haciéndome sentir la hija más querida y afortunada.

No ha sido en vano, su entrega, su preocupación por mí, por impulsarme y, desde el principio, guiarme hasta alcanzar mis sueños. Sobre todo, gracias por su amor y por creer en mí haciéndome sentir invencible. Atesoro esta oportunidad para devolverles un poco de todo lo que me han dado y que me es imposible cuantificar. No alcanzarán las palabras para hacer justicia a ustedes, pero sepan que cada momento a su lado lo guardo en el corazón y que cada logro que Dios me permita tener, es suyo también.

A mis hermanos, porque me enseñaron el valor de compartir, escuchar y de empatizar. No sería quien soy sin ustedes y todas nuestras anécdotas, muy buenas y no tan buenas. Gracias por las risas y por estar ahí siempre que los he necesitado; no imagino haber vivido mejor juventud que a lado de ustedes. A su modo único también me lo han dado todo. Les dedico este trabajo porque son mis compañeros de infancia y de las siguientes etapas que la vida nos depare.

El futuro es incierto, lo único que puedo asegurar es que cada día que pase, seguiré homenajeándolos con mi trabajo diario. Aún quedan muchos proyectos y sueños que cumplir, pero no tengo miedo, tengo todo lo que necesito mientras no me falte su compañía. Si hay vida, salud y alguien a quien amar, lo demás es posible y alcanzable.

Los amo por siempre.

Resumen

Los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) son un conjunto de nubes cumulonimbos que evolucionan en una sola entidad de cientos de kilómetros de radio. Pueden producir tiempo severo como inundaciones, rachas de viento intensas, actividad eléctrica, tornados y granizadas. Este trabajo analiza una climatología de los SCMs en México de 1984 al 2008, utilizando imágenes satelitales infrarrojas de la base de datos CLAUS. Así mismo, se caracterizaron los entornos favorables que dan origen a los SCMs, empleando datos de reanálisis de ERA5. Además, se calculó el Índice Gálvez-Davison (GDI, por sus siglas en inglés) en el momento en el que iniciaron las tormentas, evaluando su desempeño como posible herramienta de pronóstico de SCMs. Finalmente, se estudió la influencia de la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (CLLJ) en la variabilidad anual de SCMs al noreste de México. A nivel nacional, se encontró que incrementa la frecuencia de SCMs en todo el país durante la temporada cálida-húmeda del año, debido a los valores máximos de temperatura potencial equivalente y de cizalladura (~ 15 m/s) en la tropósfera baja. Sobre todo, en el noreste de México, el 31.7% de los SCMs ocurrieron en entornos favorecidos por la llegada de pulsos de vientos intensos y de humedad en días previos a su formación y este comportamiento está modulado por la intensificación del CLLJ entre junio y agosto. Así mismo, se encontró que la razón de mezcla, la velocidad vertical y temperatura potencial equivalente son máximas en la temporada cálida-húmeda en todo México, en niveles medios de la tropósfera, indicando una inestabilidad predominante entre primavera y verano. Por su parte, el GDI (usando datos de ERA5) demostró funcionar adecuadamente para determinar los entornos favorables para la formación de SCMs en México, en comparación con los gradientes verticales de temperatura potencial equivalente y CAPE. Por otro lado, los SCMs pueden aportar más del 4% de la precipitación total anual y más del 20% de la precipitación de verano en distintas partes de México. De igual forma, se determinó que el uso de umbrales de temperatura máxima de brillo de tope de nube $< -60^{\circ}\text{C}$ y de área de escudo nuboso $\geq 3000 \text{ km}^2$ en la técnica de detección de SCMs, no producen diferencias grandes en el número, tamaño, velocidad u hora de inicio de los SCMs (principalmente, después de las 15 h). Tampoco se encontraron diferencias entre los resultados de las pruebas con respecto a su variabilidad interanual (ENSO). Por lo que esta oscilación no explica por sí sola, las variaciones en el número de SCMs en México, los cuales podrían estar modulados por la oscilación subestacional Madden-Julian.

Índice

Capítulo 1	2
1. Introducción.....	2
1.1.Los Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	2
1.2.Estructura de los SCMs en latitudes tropicales y latitudes medias.....	3
1.2.1. SCMs en latitudes tropicales	4
1.2.2. SCMs en latitudes medias	7
1.3. Ciclo de vida de los SCMs... ..	10
1.3.1. Formación.....	10
1.3.2. Madurez.....	13
1.3.3. Disipación.....	16
1.4.Sistemas Convectivos de Mesoescala en México.....	17
1.5.Planteamiento del Problema.....	20
1.6.Motivación del Estudio.....	20
1.7.Hipótesis del Estudio.....	21
1.8.Objetivos.....	21
1.8.1. Objetivo General.....	21
1.8.2. Objetivos Particulares	21
1.9.Estructura de la tesis.....	21
Capítulo 2.....	23
2. Datos y métodos.....	23
2.1. Región de Estudio y periodo de análisis.....	23
2.2. Base de Datos CLAUS.....	24
2.3.Base de datos de reanálisis ERA5.....	26
2.3.1. Campos evaluados de variables meteorológicas de ERA5.....	27
a) Precipitación.....	27
b) Viento	28
c) Cizalladura del viento	28
d) Magnitud del viento.....	29
e) Humedad específica (q)	29
f) Temperatura Potencial Equivalente (θ_e).....	30
g) Componente vertical del viento.....	31

h) Energía potencial convectivamente disponible (CAPE, por sus siglas en inglés)	32
i) Índice Gálvez-Davison.....	33
2.4.Técnica de detección de SCMs.....	36
Capítulo 3.....	40
3. Resultados y Discusión.....	40
3.1. Pruebas de sensibilidad en las temperaturas de brillo.....	40
3.2. Frecuencia y distribución de los SCMs en México.....	41
3.3.Frecuencia relativa horaria del inicio de SCMs por región.....	48
3.4.Frecuencia anual de SCMs por región.....	50
3.5. Comportamientos estacionales de las variables meteorológicas al inicio de los SCMs.....	52
3.5.1 Cizalladura del viento entre los 1000 y 700 mb.....	52
3.5.2 Cizalladura del viento entre los 700 y 400 mb	54
3.5.3 Razón de mezcla a los 500 mb.....	55
3.5.4 Temperatura potencial equivalente a los 850 mb y 500 mb	57
3.5.6 Velocidad Vertical del viento a los 500 mb.....	62
3.5.7. Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE).....	64
3.6.Índice Gálvez-Davison: diagnóstico de entornos ideales para el inicio de SCMs en México.....	67
3.7.Climatología de la precipitación producida por los SCMs en México.....	69
3.8.Impacto del CLLJ en el comportamiento de los SCMs en la región noreste de México.....	73
Capítulo 4.....	77
4. Conclusiones y Trabajo a Futuro.....	77
4.1. Estacionalidad y frecuencia anual de los sistemas convectivos en México.....	77
4.2. Importancia de los SCMs en las lluvias de México.....	79
4.3. Impactos de los resultados en el pronóstico meteorológico de SCMs.....	79
4.4. Trabajo a Futuro.....	80
Referencias.....	81

Capítulo 1

1. Introducción

1.1. Los Sistemas Convectivos de Mesoescala

Los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) son grandes complejos de nubes cumulonimbos organizados (Farfán and Zehnder, 1994; Farfán et al., 2020), que producen grandes áreas de precipitación intensa y continua (Goyens et al., 2011; Feng et al. 2016 y Adefisan and Okewu, 2018). Su extensión es de aproximadamente 100 km o más, al menos en una dirección en el plano horizontal (Markowski and Richardson, 2010; Houze, 2014) y tienen una duración mayor a 6h (Cotton and Anthes, 1989; Cotton et al. 2011), siendo el tipo de tormenta más grande que existe en nuestro planeta (Feng et al., 2016). Los SCMs también han sido descritos en diferentes trabajos alrededor del mundo como áreas nubosas muy extensas de más de 100,000 km² (Farfán and Zehnder, 1994). Los SCMs se forman tanto en latitudes tropicales como en latitudes medias (Farfán et al. 2020) y para estudiar su climatología y su ciclo de vida, se utilizan las bases de datos de imágenes satelitales que tengan los registros más largos posibles (Jaramillo et al., 2017; Huang et al., 2018). Las imágenes infrarrojas satelitales pueden ayudar a identificar a los SCMs como áreas de toques nubosos con temperaturas inferiores o iguales a 241 K (-32 °C) (Houze, 1993). Cabe destacar que las alturas del tope de nube que alcanzan las nubes convectivas ha sido el único criterio válido para la identificación del inicio del desarrollo de la precipitación profunda (Díaz, 2020).

Sin embargo, es importante señalar que la duración, dimensiones y temperaturas de los toques de nubes que adquieren los SCMs varían de acuerdo a la región en la que ocurran. Por ejemplo, Valdés (2015) definió a los SCMs que se forman en el noroeste de México como áreas de toques de nube de al menos 250 km de longitud en una dirección y con una temperatura menor o igual a 219 K (-54°C), durante un periodo mayor o igual a 3h. Por su parte, Farfán y Zehnder (1994) definieron los SCMs como áreas de toques nubosos de 100,000 km², con temperaturas menores a 241 K (-32 °C) y una duración mínima de 6h para la misma región de estudio que abarcó Valdés (2015). Otros trabajos alrededor del mundo los definen bajo otros umbrales de área, temperatura

y duración (Riosalido and Carretero, 1998; Cotton et al., 2011; Feng et al., 2016; Adefisan and Okewu, 2018; Huang, et al., 2018; Chen, et al., 2019). En especial, Riosalido y Carretero (1998) definen a los SCMs que se forman sobre la Península Ibérica como estructuras convectivas con coberturas que superaran, en algún momento de su ciclo de vida, un área de 10, 000 km², bajo un umbral de temperatura de tope de nube igual o menor a 221 K (-52°C), durante un periodo mínimo de 3h.

1.2. Estructura de los SCMs en latitudes tropicales y latitudes medias

Los SCMs pueden clasificarse por sus características físicas, por su organización o por la latitud en la que ocurren (Maddox, 1980). Tanto en los trópicos como en las latitudes medias (Fig. 1.1), los SCMs se agrupan comúnmente en dos tipos de conglomerados: squall clusters (conglomerados con turbonada) o en nonsquall clusters (conglomerados sin turbonada) (Cotton and Anthes, 1989; Cotton et al., 2011). Los squall clusters adquieren una estructura de línea de turbonada en forma de arco con una longitud de cientos de kilómetros de largo. Estos SCMs están conformados por varios conjuntos de celdas convectivas intensas a lo largo de su eje principal (Houze, 1993; Markowski and Richardson, 2010).

Los nonsquall clusters más grandes que se producen en ambas bandas de latitud se conocen como Complejos Convectivos de Mesoescala (CCMs) y ocurren tanto en océano como en continente, aunque son más comunes sobre tierra (Maddox, 1980; Houze, 1993; Mohr and Zipser, 1996). Además, tanto en las latitudes medias como en las latitudes tropicales del hemisferio oeste, la formación de los CCMs se ve favorecida a lo largo de cadenas montañosas, como las Montañas Rocosas en Estados Unidos y en los Andes de Sudamérica, donde se producen jets de bajos niveles que advectan aire marítimo cálido hacia las cadenas montañosas, volviéndolas regiones de formación para los CCMs (Salio et al., 2006; Houze, 2014).

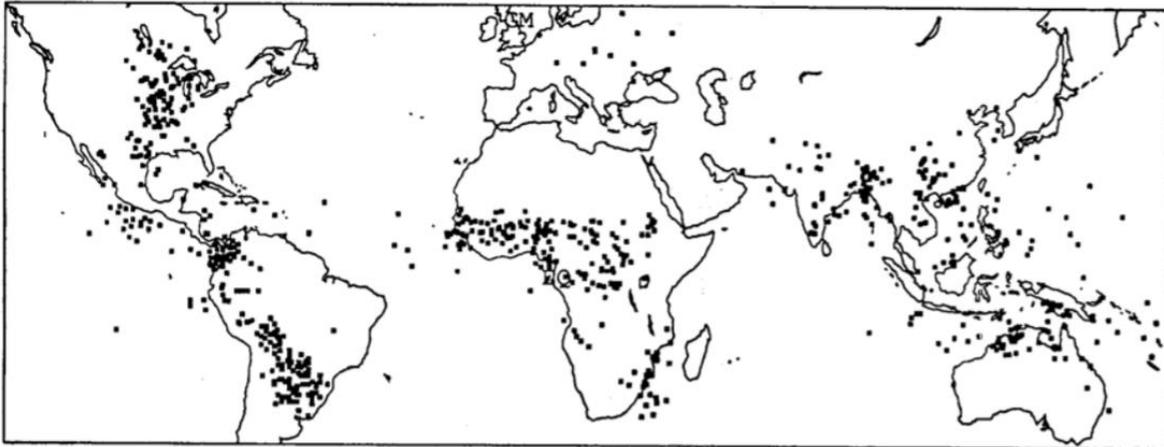


Figura 1.1. Principales ubicaciones de los supercúmulos y CCMs alrededor del mundo, tanto en latitudes tropicales como extratropicales. Este esquema se basa en muestras regionales de observaciones satelitales para periodos de 1 a 3 años (de mayo de 1981 a abril de 1983 para centro y Sudamérica, de 1983 a 1985 para el oeste del Pacífico, de 1986 a 1987 para Estados Unidos, África y Europa y de abril a diciembre de 1988 para la India (Laing and Fritsch, 1997)). Las ubicaciones se muestran en el momento en el que los sistemas presentan la máxima extensión de su escudo nuboso. Fuente: Cotton et al., (2011).

1.2.1. SCMs en latitudes tropicales

En los trópicos, se forman tanto squall clusters como non-squall clusters. Los squall clusters tropicales (Fig. 1.2), al igual que los de latitudes medias, están conformados por una línea claramente definida por nubes convectivas profundas, con una región de nubes estratiformes siguiéndola por detrás o, en ocasiones, al frente del sistema. Hay algunos SCMs en los que la organización de squall cluster es evidente en algunas partes del sistema o sólo en algún momento de su tiempo de vida. Los squall clusters pueden producir hasta 30 mm de lluvia en 30 min, ráfagas de vientos de 12-25 m/s, así como lluvias ligeras pero persistentes (Houze, 2014; Cotton and Anthes, 1989). Además, los squall clusters son bastante comunes en regiones monzónicas, así como sobre los océanos tropicales y varias regiones de Sudamérica. Por otro lado, se ha observado que este tipo de SCMs pueden producir hasta el 50% de la precipitación en el Atlántico Tropical (Zipser, 1977).

En cuanto a los non-squall clusters, éstos son conocidos como supercúmulos tropicales, uno de los sistemas de mayor importancia en la transferencia de energía, transporte de humedad y la cli-

matología pluvial tropical. Además, juegan un rol importante en la determinación del perfil vertical de calor latente y las tasas de condensación en los trópicos, lo que a su vez determina la estructura de la circulación tropical promedio a gran escala (Parker and Johnson, 2000).

Uno de los principales sistemas de gran escala con el que interactúan los SCMs tropicales es la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) (Zuluaga and Houze, 2015). En la región tropical del océano Atlántico y Pacífico, los vientos alisios convergen en la ZCIT proporcionando un entorno favorable para el desarrollo de la convección profunda. Por lo que la distribución de los SCMs obedecerá a la migración latitudinal que la ZCIT tiene, debido al ciclo radiativo anual de nuestro planeta (Mohr and Zipser, 1996; Lindzen and Nigam, 1987; Inoue et al., 2002).

Sin embargo, existen otros sistemas que también modulan tanto el ciclo anual, como el ciclo diario de los SCMs tropicales, como los jets de bajos niveles y las ondas del este (Mathon et al., 2002; Núñez et al., 2020), que son perturbaciones originadas como resultado de una inestabilidad baroclínica-barotrópica del Jet de niveles medios del Este de África (AEJ, por sus siglas en inglés) (Fitzpatrick et al., 2020). Las ondas producen un patrón de vaguadas que favorecen la convección (Thorncroft and Hodges, 2001). También, generan SCMs en forma de squall clusters, ya que las nubes convectivas se agrupan frente a las vaguadas. Además, es común que la convección producida por las ondas del este en la región del Sahel en África alcance niveles altos en la tropósfera (hasta 200 hPa) y que influya en el desarrollo de la circulación de mesoescala ciclónica en niveles bajos (Zuluaga and Houze, 2015).

Por otro lado, en las regiones tropicales, la humedad proveniente de la vegetación y del suelo juega un papel importante en la convección ya que también impulsan mecanismos de retroalimentación positivos superficie-atmósfera, asociados con el incremento de la humedad del suelo durante la temporada de lluvias (verano) (Díaz, 2020). Durante el verano, las tasas de evapotranspiración del suelo son mayores que en otras estaciones, por lo que se transfiere una mayor cantidad de vapor de agua a la atmósfera, promoviendo un reciclaje del agua precipitada (Pal and Eltahir, 2001; Dolores et al. 2019).

Los SCMs tropicales producen hasta el 56% de la precipitación tropical cuando alcanzan sus etapas de desarrollo activo (Yuang and Houze, 2010). Por ejemplo, Jaramillo et al. (2017) encontraron que, aunque los SCMs representan menos del 1% de las tormentas en la región tropical del norte de América del Sur, contribuyen con una gran cantidad de lluvia sobre esta región. En el

este del Pacífico, dentro de la región tropical de América, los SCMs producen hasta el 57% de la precipitación anual, mientras que en la cuenca del río Amazonas y el norte de Colombia contribuyen con hasta un 40-46% de la precipitación anual.

Los estudios de Zuluaga and Houze (2015) y de Jaramillo et al. (2017) revelan que los SCMs más intensos en las latitudes tropicales; es decir, aquellos que adquieren características climatológicas de los CCMs, tienden a adquirir un área mayor a 23,000 km² en Sudamérica y mayor a 35,000 km² en la región tropical de África. En algunos casos, los CCMs pueden evolucionar hacia depresiones tropicales (Maddox, 1980), como se ha observado en el Mar Caribe y el Pacífico Oriental, así como sobre las costas mexicana cercanas a Nayarit y Jalisco (Farfán et al., 2020). Estos CCMs suelen presentar un escudo nuboso con muchos componentes convectivos más pequeños dentro de ellos (Cotton et al., 2011).

En los trópicos, la convección sobre el continente tiene un ciclo diurno; es decir, las nubes someras comienzan a producirse por la mañana, se desarrollan durante la tarde y alcanzan su máxima extensión vertical en las primeras horas de la noche (Mohr and Zipser, 1996; Salio et al., 2006).

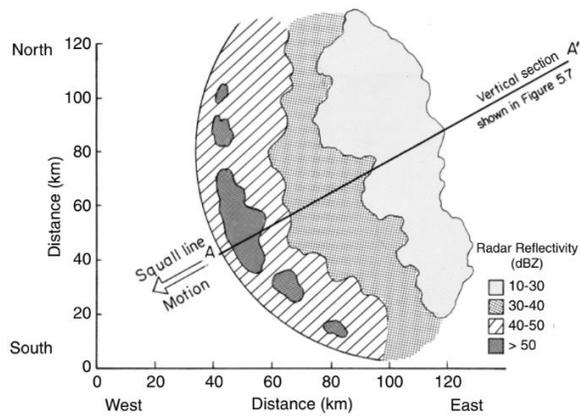
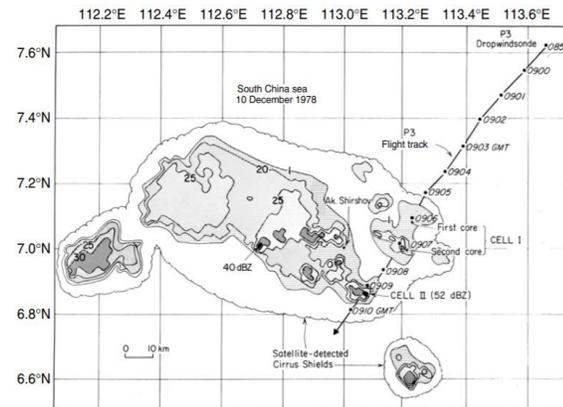
A)**B)**

Figura 1.2. En este par de esquemas se muestran: A) La estructura de una línea de turbonada tropical, determinada a partir de su reflectividad en radar a bajos niveles (0.5-1.5 km), esta línea lleva una velocidad de 15 a 20 m/s. Las regiones más oscuras corresponden a las lluvias más intensas producidas por el sistema y, conforme nos alejamos de ellas, la reflectividad disminuye, dando paso a las regiones con lluvia menos intensa. B) Esquema de un nonsquall cluster tropical a partir de datos obtenidos por un radar en el fuselaje de un avión P3 a las 0908 GMT a una altura de 7.8 km e imágenes satelitales. Los contornos indican la reflectividad producida por la precipitación, las regiones más oscuras corresponden a las zonas más lluviosas y las más claras son donde hay lluvia menos intensa (escala de valores de reflectividad de menor a mayor: 1, 20, 25, 30 y 40 dBZ). Fuente: Cotton et al., (2011).

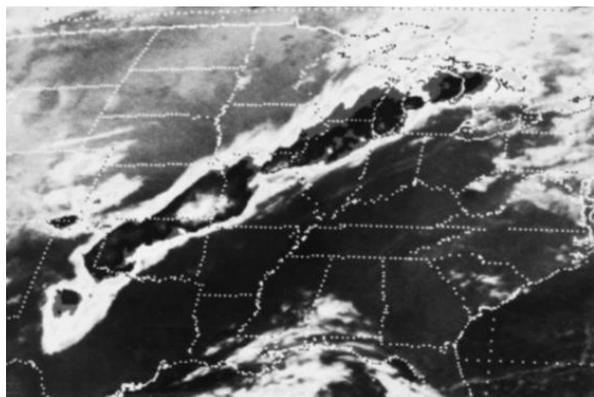
1.2.2. SCMs en latitudes medias

En las latitudes medias también hay desarrollo de squall clusters y nonsquall clusters. Los squall clusters de latitudes medias pueden organizarse de dos formas distintas: forma simétrica y forma asimétrica. En estas latitudes los squall clusters se desarrollan preferentemente en dirección noreste-suroeste (Fig. 1.3). En el caso simétrico, la línea de las celdas convectivas profundas se localiza de forma paralela a la línea de turbonada; es decir, se distribuyen uniformemente en la dirección noreste-suroeste (Houze, 1993; Parker and Johnson, 2000). Además, la región estratiforme puede desarrollarse detrás de la línea convectiva o frente a ella (Houze, 2014). Por su parte, en el caso asimétrico, las celdas convectivas intensas se forman preferentemente en la región que está orientada hacia el ecuador del sistema (en el caso de latitudes medias del hemisferio norte, las celdas convectivas se forman preferentemente hacia el suroeste de la línea de turbonada).

En el otro extremo del squall cluster, las celdas convectivas más viejas se distribuyen convirtiéndose, paulatinamente, en un escudo nuboso estratiforme. La estructura asimétrica solo se observa en latitudes medias ya que, por las dimensiones que alcanza el escudo nuboso, el flujo dentro de éste adquiere una circulación ciclónica influenciada por la aceleración de Coriolis. De hecho, la mayoría de los squall cluster de latitudes medias que tienen un escudo estratiforme desarrollado, terminan siendo asimétricos, aunque en sus inicios la distribución de las celdas convectivas profundas haya sido simétrica (Markowski and Richardson, 2010).

El desarrollo de los SCMs con estructura de squall clusters de latitudes medias se asocian más a frentes fríos de escala sinóptica que a frentes cálidos o estacionarios, ya que su orientación azimutal es congruente con la orientación noreste-suroeste que típicamente adquieren estos sistemas y se desplazan en una dirección oeste-noroeste. Los squall clusters se desarrollan preferentemente en el sector cálido de los frentes fríos (Cotton et al. 2011). La formación de los squall clusters en las planicies centrales de U.S.A. está favorecida por condiciones a gran escala, como una presión a nivel del mar más baja, rodeada por valores de presión ligeramente más altos, debido al paso de una circulación ciclónica en superficie hacia el suroeste de Kansas. Lo anterior produce un patrón de vaguada que advecta aire cálido y húmedo proveniente del Golfo de México debido a la circulación de un jet de bajos niveles. Este proceso conlleva inestabilidad a niveles medios y altos de la tropósfera en la región (Parker and Johnson, 2000).

A)



B)

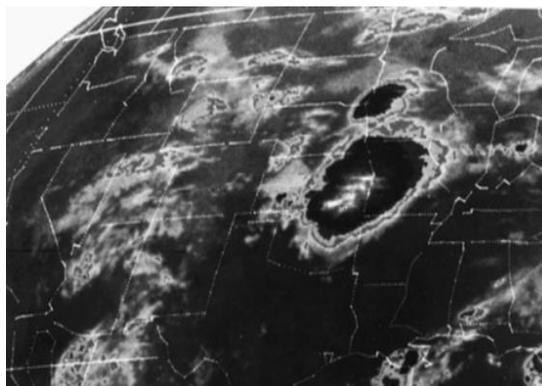


Figura 1.3. En las siguientes imágenes satelitales infrarrojas se muestran: A) el ejemplo de una línea de turbonada de latitudes medias a las 2000 CDT, en el este de Estados Unidos, durante sus primeras etapas de vida. B) Imagen satelital infrarroja GOES mejorada del 4 de agosto de 1977, sobre E.U.A. a las 0300 MDT que muestra la temperatura de brillo de un nonsquall cluster de latitudes medias, donde las regiones más oscuras representan las temperaturas más bajas del tope de nube del sistema, debido a que son las regiones donde existe una convección más profunda (gris medio = -32°C , gris claro = -42°C , gris oscuro = -53°C y negro = -59°C). Fuente: Cotton et al., (2011).

Por su parte, los nonsquall clusters de latitudes medias se definen como SCMs de $5,000 \text{ km}^2$ en promedio, cuyos topos nubosos alcanzan una temperatura de -65°C y que tienen una duración mayor a 48 h. Los SCMs de estas latitudes producen una gran parte de la precipitación que ocurre durante la estación cálida (verano) sobre el continente (Houze, 2014). Los nonsquall clusters más grandes que se producen en las latitudes medias tienen un escudo nuboso con una cobertura mayor o igual a $100,000 \text{ km}^2$, cuyo tope de nube puede ser igual o menor a 241 K (-32°C) y tienen una duración mínima de 6 h (Cotton and Anthes, 1989; Houze, 1993). Los sondeos realizados por estaciones de monitoreo atmosférico en superficie muestran que la temperatura y la temperatura de rocío caen rápidamente conforme un CCM cruza la estación, indicando que, al igual que en los trópicos, para las latitudes medias se requieren condiciones de alta humedad atmosférica para dar inicio a la convección profunda (Zipser, 1977).

De acuerdo a Maddox (1980) y Parker and Johnson (2000), el ciclo de vida de los CCMs de latitudes medias es similar al de los CCMs de latitudes tropicales, comenzando a formarse típicamente por la tarde, alcanzando un mejor nivel de organización y mayor tamaño hasta las primeras

horas de la noche, llegando a su tamaño máximo después de la media noche y persistiendo hasta primeras horas de la mañana. Por ello, la duración promedio de los CCMs de latitudes medias es de 16 horas y media, aproximadamente (Maddox, 1980; Houze, 1993; Farfán et al., 2020).

1.3. Ciclo de Vida de los SCMs

1.3.1. Formación

Los SCMs se desarrollan como resultado de la convección total producida por todas las nubes convectivas que los componen actuando en conjunto, induciendo características de circulación de mesoescala sobre la región donde ocurren (Feng et al., 2016; Adefisan and Okewu, 2018).

La convección inicial que produce la formación de SCMs, suele tener origen en regiones donde la tropósfera baja presenta valores altos de humedad relativa y de temperatura potencial equivalente, lo que conlleva a condiciones de inestabilidad sobre la región (Barrett et al., 2020). En cambio, a niveles medios, los valores de estas variables deben ser mínimos (Grabowski and Moncrieff, 2004). También, debe haber un mecanismo de forzamiento convectivo a gran escala, como pueden ser la ZCIT o la brisa marina-terrestre, así como una onda del este en los trópicos, un frente frío en latitudes medias o un forzamiento orogénico en lugares donde se encuentran las cadenas montañosas (Stancalie et al. 2009; Núñez et al. 2020).

Los SCMs más profundos se observan sobre el continente, debido al ciclo del balance de radiación superficial diurno, el cual experimenta mayor variación sobre tierra, generando un mayor calentamiento durante la tarde y una capa límite más profunda. Por otro lado, la variación diurna que modula la capa límite oceánica, más cálida, húmeda y extendida, es mínima, manteniendo su profundidad a lo largo del día. Las diferencias entre el calentamiento diurno de la superficie oceánica y continental promueven la formación de un gradiente térmico grande en las costas. Por ello, la modulación diurna de la temperatura en conjunto con un relieve pronunciado promueve que exista una convección más intensa en tierra que en océano (Zipser, 1977; Mohr and Zipser, 1996). Por otro lado, se podrían tener condiciones favorables para la formación de SCMs anchos y duraderos en tierra, si se presenta un jet de bajos niveles adyacente a una cordillera montañosa (Lin, 2007).

Un jet de bajo nivel (LLJ, por sus siglas en inglés) es un flujo de vientos con velocidades anómalamente altas que no sobrepasan el primer kilómetro de altura de la tropósfera y es uno de los principales sistemas meteorológicos que transportan humedad horizontal y verticalmente, así como momento en la vertical, lo que favorece el desarrollo de la convección. Estos jets presentan variaciones en la intensidad de sus vientos de forma estacional y diaria, las cuales influyen en la formación y el ciclo de vida de los SCMs (Lin, 2007). Debido a esto, los SCMs que ocurren en regiones influenciadas por un LLJ suelen presentar su etapa de mayor crecimiento durante la noche, cuando los LLJs alcanzan su máxima intensidad (Houze, 2014). Este máximo suele ocurrir alrededor de las 01 y las 05 hora local (Cotton et al., 2011). Un ejemplo de estos jets ocurre en la parte centro y este de Estados Unidos y es conocido como el Jet de Bajos Niveles de las Grandes Planicies (GPLLJ, por sus siglas en inglés). Este sistema es uno de los principales factores responsables de la generación de actividad convectiva nocturna durante el verano sobre la región, así como de eventos extremos de precipitación. La mayor cantidad de humedad que transporta el GPLLJ proviene del Golfo de México y del Mar Caribe (Algarra et al., 2019).

Los eventos de mayor intensidad del GPLLJ durante el verano producen un incremento de hasta el 25% de las precipitaciones nocturnas sobre la región de las Grandes Planicies. En cambio, la precipitación diurna sobre el Golfo de México y el oeste del Atlántico se ve disminuida durante estos mismos eventos. En la parte noreste de México ocurre un fenómeno similar al GPLLJ, conocido como la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés).

Otro caso análogo al GPLLJ es el Jet de Bajos Niveles de Sudamérica (SALLJ, por sus siglas en inglés). Este jet proviene de la cuenca del Amazonas y viaja al sur transportando humedad y calor hacia las planicies centrales del sureste de Sudamérica. Se ha observado que, cuando el SALLJ se fortalece, la formación de SCMs en las planicies centrales se ve favorecida, aportando hasta el 45% de la precipitación durante el verano austral. De acuerdo con Salio et al. (2006), cuando el SALLJ se debilita, la precipitación y el número de SCMs decrecen en las planicies centrales e incrementan hacia el sur, hacia la zona de convergencia del Atlántico Sur, a la latitud tropical de la cuenca del Amazonas.

Cabe resaltar que los LLJs son modulados por oscilaciones inerciales cercanas a la capa de fricción, así como por forzamientos orogénicos (Yu and Smull, 2000). Por lo tanto, las elevaciones del terreno en una región, combinadas con el paso de un LLJ, favorecen la formación de SCMs.

Por ello, es común que los SCMs (en especial los CCMs) se formen sobre el continente, orientados a lo largo de cadenas montañosas (Mohr and Zipser, 1996). En la parte del viento que está obligada a ascender por la pendiente del barlovento de la montaña, la parcela de aire se enfría y comienza a saturarse hasta alcanzar su valor de saturación máxima, dictado por la relación de Clausius Clapeyron (Andrades and Muñoz, 2012; Ramezani et al., 2019). Se produce un cambio de fase en el vapor de agua contenido en la parcela de aire, cambiando a agua líquida (Tapiador, et al., 2018). Este proceso libera calor latente debido a la condensación del vapor de agua y funciona como un mecanismo de retroalimentación positiva, el cual mantiene la convección del aire activa en la región de formación de los SCMs durante un periodo largo de horas (Díaz, 2020).

La precipitación generada por las celdas convectivas profundas es muy intensa, dado que su contenido de hidrometeoros (agua líquida, granizo, partículas de hielo) es muy alto y son de gran tamaño (Cotton and Anthes, 1989). Su movimiento descendente genera corrientes hacia la superficie en niveles bajos. Estos movimientos detrás de las corrientes de ascenso de las celdas convectivas, inducen una alta presión y divergencia en superficie (Markowski and Richardson, 2010).

El proceso descrito anteriormente ocurre en las fases iniciales de formación de los SCMs, cuando únicamente se tienen algunas nubes convectivas aisladas y desorganizadas. En el noroeste de México, sobre la Sierra Madre Occidental, los SCMs presentan sus fases iniciales durante las últimas horas de la tarde (Farfán and Zehnder, 1994; Farfán et al. 2020), concordando con el ciclo de vida de los SCMs en otros lugares del mundo (Riosalido and Carretero, 1998; Jaramillo et al. 2017). Así, esta etapa inicial es resultado del calentamiento previo que sufrió la superficie durante el día, lo que conduce a la convección del aire y a la formación de los SCMs durante las últimas horas de la tarde. Esto demuestra que la génesis de los SCMs obedece un ciclo diurno.

Otro factor importante y común en la formación de todos los tipos de SCMs es la presencia de cizalladura del viento zonal a niveles bajos (Barret et al. 2020). La cizalladura del viento se refiere a las variaciones locales de la velocidad del viento que ocurren a lo largo de una dirección. Estas variaciones de la velocidad pueden referirse a cambios tanto en la dirección como en la rapidez del viento, ya sea en el plano horizontal o respecto al eje vertical (Badner, 1979). Para que un SCM se forme, la cizalladura del viento zonal debe extenderse desde niveles bajos y a través de grandes profundidades de la tropósfera. Esta cizalladura vertical fuerte es la responsable

de la organización de la región convectiva de los SCMs y de la formación de supercélulas tormentosas que preceden a los SCMs maduros. Por lo que, la magnitud de la cizalladura del viento es también un factor determinante en las tasas de precipitación que pueden producir los SCMs (Fitzpatrick et al. 2020).

1.3.2. Madurez

La fase de madurez de los SCMs se caracteriza por ser la etapa en la que logran alcanzar su cobertura máxima (Fig. 1.4), ya que logran el equilibrio entre la velocidad de formación de nuevas celdas convectivas y la velocidad de disipación de las estructuras estratiformes (Cotton and Anthes, 1989; Cotton et al., 2011).

Las celdas convectivas viejas son advectadas hacia la región estratiforme por la cizalladura del viento dentro del sistema, formando una estructura de yunque característica de los SCMs, conocido como yunque estratiforme. Zipser (1977) midió, a partir de fotogrametría, el espesor del yunque de los squall clusters en los océanos tropicales y concluyó que esta estructura comienza a formarse a partir de los 4-6 km de altura extendiéndose verticalmente hasta los 13 km de altura, aproximadamente. Sin embargo, en otros estudios se han observado SCMs con yunques más delgados (1km de espesor) o más gruesos (10 km de espesor) en la misma región de estudio. La importancia del grosor del yunque radica en que mientras más grueso sea, mayor será su contribución en la precipitación del sistema.

Una vez que las celdas convectivas viejas son advectadas hacia el yunque, se llevan consigo muchas partículas de hielo. Estas partículas de hielo son los precursores de la precipitación estratiforme de los SCMs (Houze, 1993; Houze, 2014). La precipitación estratiforme adquiere mucha importancia en la fase de madurez del sistema porque cubre una mayor área en comparación con la convectiva (Maddox, 1980; Zuluaga and Houze, 2015). Sin embargo, esta precipitación es más ligera pero constante, produciendo el máximo volumen de lluvia que genera un SCM (Cotton et al., 2011).

La lluvia estratiforme tiene su origen dentro de la corriente ascendente de la región estratiforme que produce un movimiento corriente arriba en niveles medios y altos. Este flujo es generado gracias a que el aire en la parte superior de la región estratiforme retiene la flotabilidad y el movimiento ascendente que tenía en la región convectiva. Sin embargo, dicha flotabilidad no es el

único factor importante que impulsa el movimiento ascendente, otro factor propuesto es el balance de masas que debe existir como consecuencia del hundimiento que genera la precipitación del yunque en la troposfera inferior, por lo que necesariamente debe existir una fuerte convergencia y un ascenso en niveles medios de la tropósfera para conservar dicho balance (Zipser, 1977). Dentro de esta corriente, están inmersas las partículas de hielo provenientes de la región convectiva, por lo que el movimiento ascendente es el responsable de su crecimiento dentro de la región estratiforme. Debido al peso que las partículas de hielo adquieren durante su crecimiento, comienzan a descender llegando inclusive por debajo del nivel de los 0 °C. Lo anterior produce fusión y da origen a la precipitación de la región estratiforme. Además, a niveles medios, también se introduce una corriente de aire cálido y seco en la región estratiforme como resultado de la vortici­dad vertical que se desarrolla desde la parte frontal hasta la parte trasera del sistema (Markowski and Richardson, 2010). Esta corriente seca y cálida provoca que las partículas de hielo se sublimen y evaporen (Maddox, 1980; Houze, 1993). El cambio de fase requiere absorción de calor latente del aire circundante, ocasionando un enfriamiento en niveles medios que genera estabilidad y con ello un movimiento descendente en niveles medios y bajos en la región estratiforme (Houze, 2014).

Durante la etapa de madurez, también se desarrollan las piscinas frías como producto de la evaporación y la fusión de los hidrometeoros provenientes de la base de las nubes estratiformes en la región de las corrientes descendentes de mesoescala (Díaz, 2020). De acuerdo a lo observado por Zipser (1977), este movimiento de mesoescala de las corrientes descendentes insaturadas explica que haya una disminución en la temperatura de hasta 3 °C en los primeros 10 km de longitud del sistema a partir de la parte frontal del mismo, separando la región convectiva y la zona de las piscinas frías. Las parcelas de aire frío de los alrededores generan condiciones de estabilidad y mantienen la organización de la convección al estimular el ascenso del aire de la capa límite en la región de convección profunda a lo largo del frente de la corriente descendente. Una vez que el aire se eleva por el frente del SCM, llega hasta niveles del yunque y permanece allí. Por lo tanto, este proceso también es el responsable de generar un crecimiento rápido del sistema y promover la formación de nuevas celdas convectivas (Maddox, 1980; Markowski and Richardson, 2010). Aunado a esto, debido al ascenso continuo en las nubes profundas del SCM, éstas adquieren una forma de nubes enrolladas (Zipser, 1977).

Las piscinas frías provocan una fuerte región divergente en superficie, mientras que la región convectiva promueve una fuerte convergencia en este mismo nivel. La divergencia superficial en la región de las piscinas frías induce una circulación ciclónica en niveles medios (650 hPa, aproximadamente), que favorece la convergencia del aire en la base del yunque estratiforme y separa la zona de ascenso del aire y la de descenso dentro de la región estratiforme. Además, dicha circulación ciclónica también acelera el flujo de aire seco que ingresa en niveles medios desde la parte trasera del SCM (Cotton and Anthes, 1989).

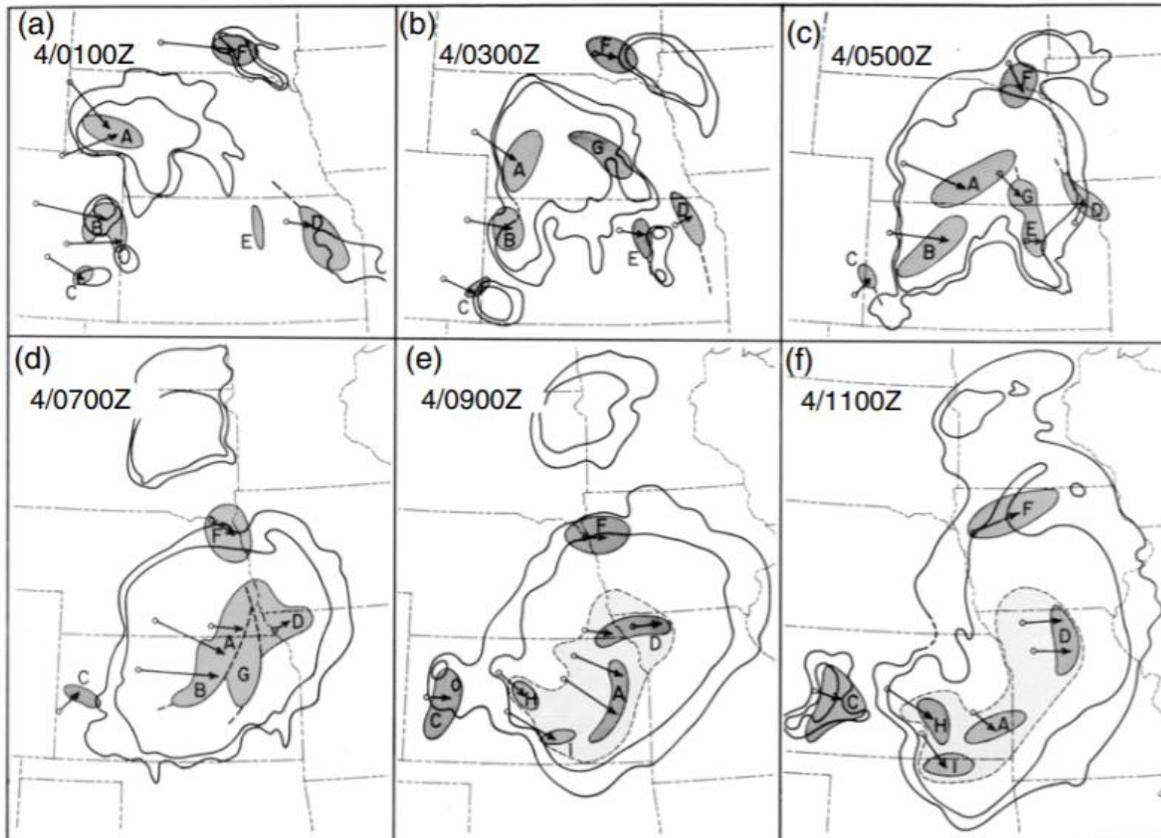


Figura 1.4. Esquema representativo de la evolución de un CCM observado a través de imágenes infrarrojas de satélite y de observaciones de radar. Este esquema ilustra la evolución de un caso de CCM formado a lo largo de la pendiente de las Montañas Rocosas en Colorado, E.U.A. el 4 de agosto de 1977. Este CCM tuvo lugar de las 01 a las 11 UTC. La evolución del CCM se muestra a intervalos de 2 horas desde las primeras etapas de formación (a-d), hasta su etapa de madurez (e-f). Los yunques estratiformes se encierran por los contornos de -32 y -53 °C (líneas continuas, externa e interna respectivamente), estos contornos fueron mapeados con base en imágenes satelitales. Las regiones sombreadas denotan las regiones convectivas del sistema, señaladas con base en observaciones de radar. Las regiones más oscuras señalan las posiciones de los núcleos convectivos donde se desarrolla la precipitación más intensa. Por último, las flechas señalan la dirección de movimiento de las regiones convectivas del CCM. Fuente: Cotton et al. (2011).

1.3.3. Disipación

Finalmente, tras haber pasado la etapa de madurez, los SCMs entran en la última fase de su ciclo de vida: la fase de disipación, que ocurre cuando el sistema organizado de nubes convecti-

vas deja de desarrollarse y comienza a fraccionarse en varios núcleos convectivos (Houze, 1993; Riosalido and Carretero, 1998). En esta etapa, sólo prevalece la precipitación estratiforme y su disipación marca el final del SCM. Farfán et al. (2020) encontraron que, tras el paso de un SCM en las Islas Marías, así como en Cabo San Lucas y Cabo Pulmo (al sur de la Península de Baja California), la temperatura disminuye aún por debajo de los niveles mínimos alcanzados por el ciclo diurno a primeras horas de la mañana. También, la razón de mezcla disminuye, indicando que la humedad disponible en la tropósfera baja decrece tras ocurrir el sistema. En el noroeste de México, sobre la Sierra Madre Occidental, la fase de disipación tiene lugar durante las primeras horas de la mañana (Farfán and Zehnder, 1994).

1.4. Sistemas Convectivos de Mesoescala en México

En México, existe una región húmeda localizada al sur y una región más seca localizada al norte. Durante el verano boreal en el norte de México, las lluvias también están asociadas a la fase húmeda del Monzón de Norteamérica en la región noroeste (Cerón-Hernández, 2020; Valdéz, 2015) y a la intensificación de la componente hacia el norte del CLLJ en el noreste de México y centro-este de Estado Unidos (Durán and Gimeno, 2010), recibiendo el nombre de GPLLJ en las planicies de Estados Unidos. Ambos sistemas sinópticos propician condiciones de inestabilidad atmosférica, que son muy favorables para generar y mantener la actividad convectiva, dando pie a la formación de SCMs.

El Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) es un cambio en la dirección de los vientos a gran escala sobre el noroeste de México (Adams and Comrie, 1997). Durante el invierno y la primavera, los vientos sobre la región son secos y provienen del oeste (Farfán and Zehnder, 1994). Sin embargo, a inicios del verano, su dirección se invierte, volviéndose vientos del sureste que advectan aire cálido y húmedo a niveles medios, proveniente del Golfo de México al noroeste del país, donde se encuentran con la Sierra Madre Occidental (Cerón-Hernández, 2020).

El NAM ejerce su mayor influencia en la precipitación del verano boreal en el noroeste de México (Cerón-Hernández, 2020). Zuluaga and Houze (2015), encontraron que la pendiente occidental de la Sierra Madre Occidental durante el verano boreal es una de las regiones con mayor frecuencia de convección profunda a nivel mundial. Dentro de esta región, uno de los principales núcleos de convección profunda ocurre en Nayarit, en la costa oeste de México, donde cae la lluvia más

intensa entre julio y septiembre, provocando una precipitación anual acumulada mayor a los 500 mm (Farfán et al., 2020). Además del cambio estacional en el campo de vientos sobre el noroeste de México, también se tiene un desplazamiento hacia el sur de una vaguada invertida de niveles altos proveniente de Estados Unidos (Cerón-Hernández, 2020). La vaguada invertida viaja hacia el noroeste de México y produce condiciones favorables para la formación de los SCMs. Los SCMs que se forman y trasladan en esta región producen más de 400 mm a lo largo de la Sierra Madre Occidental, lo que representa hasta un 75% de la precipitación total (Valdéz, 2015).

Dolores et al. (2019) estudiaron los flujos superficiales de calor latente, calor sensible y humedad como mecanismo que origina el inicio de la convección en gran parte de México durante el verano boreal para el periodo de 2010-2014. Encontraron que la circulación de los vientos alisios, así como la entrada de humedad en niveles bajos, y la variabilidad asociada a sistemas sinópticos y de mesoescala son determinantes en la dinámica y termodinámica que activa la convección en el territorio nacional, junto con el mecanismo de retroalimentación que existe entre el suelo y la atmósfera. En el caso de la región noreste, los flujos de calor y humedad provienen del sureste y activan la convección profunda; es decir, las nubes convectivas alcanzan una temperatura de tope de nube menor a 235 K (-38 °C) y un desarrollo vertical de 10 km.

Para que se originen los SCMs, los vientos en superficie deben ser menores a 5 m/s; para favorecer la convección por forzamiento térmico. Sin embargo, los SCMs desarrollados por forzamiento orogénico requieren velocidades mayores a 8 m/s. Además, Dolores et al. (2019) también, mencionan que los vientos asociados a la CLLJ proporcionan humedad para iniciar la convección profunda sobre el noreste de México. Wang (2007) definió que la CLLJ es un máximo de vientos húmedos del este, con velocidades superiores a los 13 m/s en la troposfera baja del Caribe a 925 mb. En el verano, el CLLJ diverge en dos bifurcaciones: 1) una componente meridional que se dirige hacia el noreste de México y 2) una componente zonal que se dirige hacia el Pacífico, atravesando Centroamérica. Durante el resto del año, el flujo permanece prácticamente zonal a lo largo de la cuenca del Caribe (Cook and Vizy, 2010). El CLLJ presenta una variación estacional en su intensidad a lo largo de todo el año. Durante los meses de mayo y octubre, la intensidad del CLLJ disminuye y durante los meses de julio y febrero, la CLLJ muestra un máximo en su intensidad (Herrera, 2011).

Por su parte, el centro de México puede considerarse como la zona de transición entre la parte húmeda (región sur) y la parte seca (región norte) del país. El inicio de la convección también puede asociarse a procesos en superficie que generan flujos turbulentos locales de humedad y calor latente en la vertical, aunado a la topografía compleja de la región. En el centro del país, la precipitación de verano ocurre después del mediodía, por lo que está relacionada con la variación de la altura de la capa límite en un nivel local influenciada directa o indirectamente por los gradientes de humedad y temperatura superficiales (Dolores et al. 2019).

El suroeste de México está influenciado por la ZCIT del Pacífico Oriental, donde los SCMs tienden a ser más anchos, pero con un crecimiento vertical menos favorecido (Mohr and Zipser, 1996). Una circulación ciclónica cercana a las costas de Guerrero, Oaxaca y Chiapas, extendiéndose hasta gran parte de las costas del Pacífico Centroamericano propicia las condiciones sinópticas favorables unos días antes de la formación de los SCMs. Después, cuando los SCMs se forman, esta circulación ciclónica se mantiene e intensifica por varios días más, desplazándose hacia el norte (Zuluaga and Houze, 2015).

Finalmente, la Península de Yucatán (sureste de México) se caracteriza por estar rodeada por el Mar Caribe y el Golfo de México. Esta región está influenciada por la circulación de brisa marina-terrestre, así como por los vientos alisios durante el verano. Existen SCMs que no están influenciados por la escala sinóptica y suelen producirse durante la tarde, generando grandes cantidades de lluvia sobre la región. La intensificación del CLLJ juega un papel relevante en la variabilidad estacional de la lluvia en la península (Cook and Vizy, 2010; Díaz, 2020). Es posible observar que existe una disminución de la precipitación acumulada diaria durante el periodo de intensificación de la CLLJ (finales de julio y mediados de agosto) y después, la lluvia acumulada vuelve a aumentar en agosto (Herrera, 2011). Sin embargo, aún queda la interrogante de cómo se comportan estacionalmente los SCMs de esta región. Se sabe que la actividad convectiva profunda (sin forzantes sinópticos) comienza a desarrollarse a partir de las últimas horas de la tarde y se mantiene hasta pocas horas después de la medianoche, alcanzando una altura mayor a 13 km (Díaz; 2020). Considerando forzantes sinópticos, las ondas del este (Dominguez et al., 2020) y los ciclones tropicales (Dominguez and Magaña, 2018) son importantes mecanismos sinópticos que inducen la convección en esta región.

1.5. Planteamiento del Problema

Los trabajos de Farfán and Zehnder (1994), Valdés (2015), Dolores et al. (2019) y de Farfán et al. (2020) describen las características de los SCMs sobre gran parte de México, en especial sobre la región centro y noroeste del país. Estos estudios demuestran que, al caracterizar la climatología de los SCMs, se puede explicar la distribución espacial y temporal, así como su precipitación asociada en una región específica.

Sin embargo, las climatologías propuestas se han elaborado a partir de pocos años de estudio (5 años o menos) por lo que aún no se ha realizado ningún estudio que determine adecuadamente las características de los SCMs en toda la República Mexicana, en especial en la región del noreste de México, que es afectado por las variaciones del CLLJ durante periodos de tiempo más largos. Por lo que, este estudio ofrecerá una visión clara de la estacionalidad que presentan estos sistemas, así como su frecuencia, duración y ciclo de vida, con especial énfasis en el noreste de México.

1.6. Motivación del Estudio

Los SCMs producen precipitaciones muy importantes sobre las regiones en donde ocurren. Debido a esto, su presencia beneficia las actividades socioeconómicas, como la agricultura y la producción de energía. También, proporcionan recursos hídricos y actúan como ventiladores de contaminantes, desde la capa límite hasta la troposfera superior (Cotton et al., 2011). Sin embargo, los SCMs también pueden producir eventos de precipitación extrema, así como tiempo severo; es decir, inundaciones repentinas, vientos muy intensos, granizo, rayos e inclusive tornados (Stancalie et al. 2009). Una temporada de lluvias intensas también puede implicar un deterioro en la calidad del suelo debido a la escorrentía de nutrientes (Fitzpatrick et al. 2020).

Además, los SCMs pueden interactuar con algunos sistemas de mayor escala, como ciclones en regiones tropicales y subtropicales (Chen et al., 2019). Por ello, los SCMs pueden llegar a convertirse en una amenaza para las personas que viven en los lugares donde ocurren y pueden resultar en pérdidas económicas graves (Pineda et al., 2020). Los resultados potenciales de este trabajo podrían ayudar a comprender su importancia en el clima de México, con la finalidad de proporcionar información que ayude a gestionar integralmente los riesgos con una cierta anticipación a la estacionalidad de los SCMs.

1.7. Hipótesis del Estudio

México no cuenta con un estudio que determine la climatología de los SCMs en diferentes regiones del país. Por lo que, este trabajo parte de la hipótesis que las diferentes regiones de México muestran una estacionalidad en el número de SCMs, diferentes ciclos de vida y distribuciones geográficas. Específicamente, sobre la región del noreste, la variabilidad estacional y tiempos de vida de los SCMs puede estar influenciada por la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) y a su interacción con la Sierra Madre Oriental.

1.8. Objetivos

1.8.1. Objetivo General

Determinar el ciclo de vida, estacionalidad y distribución espacial de los SCMs que ocurren en México, con especial énfasis en la región noreste de México.

1.8.2. Objetivos Particulares

A continuación, se enumeran los objetivos particulares:

1. Definir la distribución espacial y temporal, así como el ciclo de vida, de los SCMs mediante el uso de la base de datos del Servicio de Usuario del Archivo de Nube (CLAUS, por sus siglas en inglés) para un periodo de 1984-2009.
2. Analizar las trayectorias de los SCMs en cinco regiones de México (noroeste, noreste, centro, sureste y suroeste) durante el periodo de estudio.
3. Obtener la precipitación mensual asociada a los SCMs en las cinco regiones de México durante el periodo de estudio.
4. Definir la importancia del CLLJ en la generación de los SCMs en el noreste de México.

1.9. Estructura de la tesis

En este primer capítulo, se presentó la definición de los SCMs, sus características generales, las etapas de sus ciclos de vida, sus principales efectos en el ciclo hidrológico, su impacto en

el ambiente y en la sociedad, así como su papel en la dinámica atmosférica y su interacción con otros sistemas sinópticos. También se mencionaron los criterios que se han utilizado para clasificarlos y los estudios previos realizados en México para vislumbrar las primeras climatologías que usan menos de 5 años para analizar el comportamiento de los SCMs.

En el segundo capítulo, se definirá el dominio de estudio, así como las regiones que se utilizaron para caracterizar el comportamiento de los SCMs en México. También, se describirán las bases de los datos utilizadas: datos de imágenes de radiación infrarroja térmica y visible (CLAUS), datos de reanálisis de distintas variables meteorológicas (ERA5). Posteriormente, se realizará una descripción de las variables meteorológicas que se usarán para describir los ambientes en los que se forman los SCMs. Adicionalmente, se proporcionará una explicación detallada de la técnica que sirvió para identificar las trayectorias de los SCMs durante su periodo de estudio.

En el tercer capítulo, se mostrarán los resultados obtenidos sobre la frecuencia, tamaño y velocidad promedio de los SCMs por región, por año y por estación del año. Además, se mostrarán las frecuencias horarias y los valores de las variables meteorológicas utilizadas para describir los entornos favorables para su formación. Después, se describirá la contribución anual y estacional de los SCMs a la precipitación total y la precipitación de verano, respectivamente. Por último, se analizará la influencia del CLLJ en la ocurrencia de los SCMs que ocurren durante verano en el noreste de México.

Finalmente, el cuarto capítulo resume las conclusiones derivadas de los resultados obtenidos y el trabajo a futuro que se recomienda hacer con la finalidad de continuar el estudio de los SCMs y mejorar su pronóstico subestacional.

Capítulo 2

2. Datos y métodos

2.1. Región de Estudio y periodo de análisis

En la actualidad existen muchos trabajos que describen las características de los SCMs en la región noroeste de México (Farfán and Zehnder, 1994; Valdés, 2015; Farfán et al. 2020). Sin embargo, el presente estudio expondrá la climatología anual de los SCMs que existen en varias regiones del país, con especial énfasis en la región noreste de México donde se presenta la interacción entre el CLLJ y la Sierra Madre Oriental.

El dominio de estudio comprende a toda la República Mexicana (117°O - 86°O , 10°N - 33°N) y se dividió en cinco regiones para analizar el comportamiento regional de los SCMs.

1. **Región 1:** corresponde al noroeste de la República Mexicana. La región fue delimitada de acuerdo a lo mostrado en el estudio de Farfán & Zehnder (1994), abarca 106°O - 117°O y 23.7°N - 33°N .
2. **Región 2:** corresponde al noreste de México. En este caso, la región está delimitada en 103°O - 97.5°O y 23°N - 28°N . Esta región es afectada en su clima por la presencia del CLLJ (Algarra, et al. 2019).
3. **Región 3:** corresponde a la zona centro del país, se delimita por 19°N - 22°N y de los 105°O - 95°O .
4. **Región 4:** corresponde a la zona suroeste del país. Esta región abarca el istmo de Tehuantepec y está delimitado en 101°O - 93°O y 15°N - 18.5°N . De acuerdo con Díaz (2019), esta región está influenciada por la migración hacia el norte de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ZITC) durante los meses del verano boreal.
5. **Región 5:** corresponde a la zona sureste de México y abarcara toda la Península de Yucatán, por lo que su dominio comprende 92°O - 86.5°O y 17.7°N - 21.6°N .

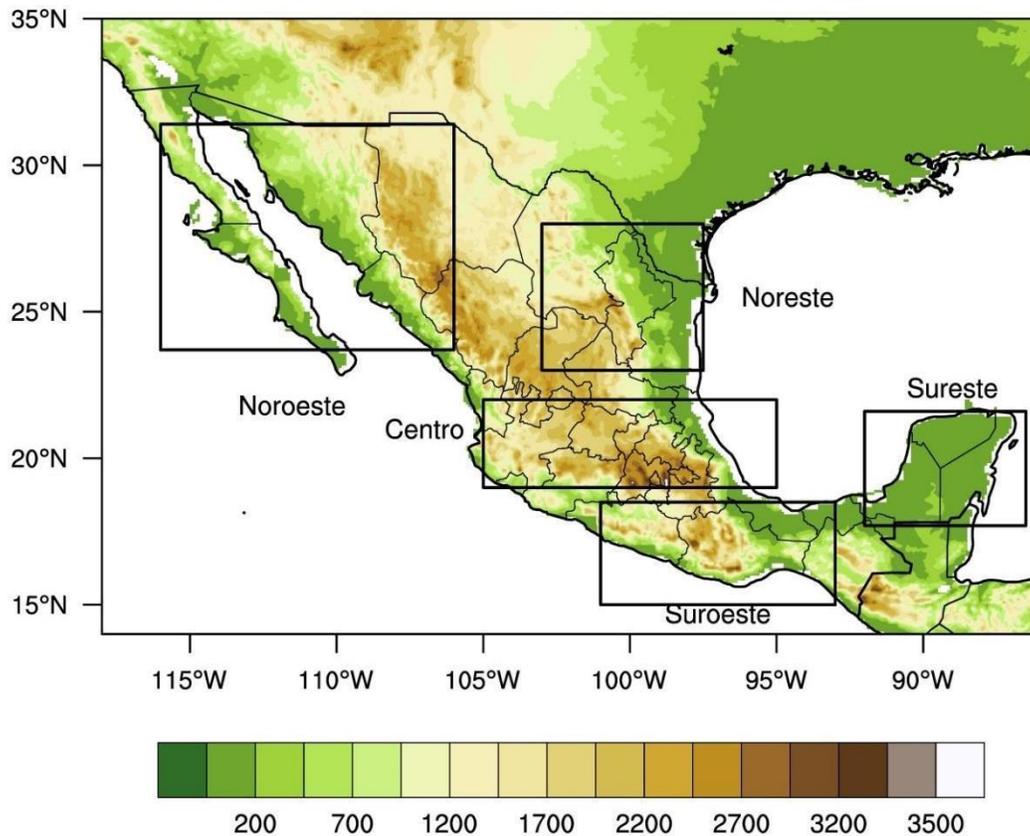


Figura 2.1. Mapa de las regiones de estudio utilizadas en este trabajo. También se muestra la topografía del país (msnm).

2.2. Base de Datos CLAUS

El Servicio de Usuario de Archivo de Nube (CLAUS) surgió como un proyecto bajo el IV Programa Marco, Clima y Medio Ambiente, apoyado por la Unión Europea. Uno de los objetivos del proyecto fue generar un archivo que albergara una amplia serie de imágenes satelitales globales de la temperatura de brillo (TB) de las coberturas nubosas sobre la tierra, tomadas cada 3 horas en el intervalo de los infrarrojos térmicos: 10.5 μm - 12.5 μm . Con estos datos, propusieron validar modelos de circulación general atmosférica (GCMs por sus siglas en inglés) (Robinson and Hodges, 2005).

Estas imágenes satelitales se extrajeron de la base de datos del Proyecto Internacional Satelital de Climatología de Nube (ISCCP, por sus siglas en inglés), abarcando un periodo de 1983 al 2009. El ISCCP fue el primer proyecto del Programa Mundial de Investigación Climática (WCRP, por

sus siglas en inglés) que comenzó a operar en julio de 1983 (Schiffer and Rossow, 1983). Este proyecto se centró en archivar y analizar datos de irradiancia en imágenes satelitales, para inferir la distribución global de las nubes, así como sus propiedades radiativas y, con ello, modelar sus efectos sobre el clima. Las imágenes satelitales recopiladas por el ISCCP provenían de cinco satélites geoestacionarios: GOES-E, GOES-W, GMS, INSAT y METEOSAT, así como de satélites con órbitas polares de las clases NOAA/TIROS-N y METEOR (Schiffer and Rossow, 1985).

Las imágenes de radiaciones infrarrojas térmicas y radiaciones visibles provenientes de todos los satélites geoestacionarios utilizados en el ISCCP fueron transformadas a un mismo formato, a través de una calibración de referencia radiométrica de radiancias de imagen, denominada como la calibración NOAA-7 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Los productos resultantes de la calibración corresponden a las imágenes de nivel B3, que tienen una resolución reducida con respecto a sus versiones originales. Las imágenes satelitales están cada 3 h y a 30 km de resolución espacial (Hodges and Thorncroft, 1997).

Los datos de radiancia del ISCCP albergados en CLAUS corresponden a las imágenes en el canal del visible (canal 1 = 0.4 μm), al del infrarrojo térmico (IR) (canal 2 = 10 μm) y al del vapor de agua (canal 3 = 6.3 μm) (Robinson and Hodges, 2005). Actualmente, el archivo CLAUS está conformado por una serie de datos que abarcan el periodo desde el 1 de julio de 1983 hasta el 2009 (Huang et al., 2018). En este trabajo, se utilizaron las imágenes IR de CLAUS, las cuales tienen la ventaja de brindar información acerca de la temperatura del tope de nube y de acuerdo con su resolución espacial, se puede estudiar el ciclo de vida y la cobertura de los SCMs (Riosalido and Carretero, 1998; Adefisan and Okewu, 2018).

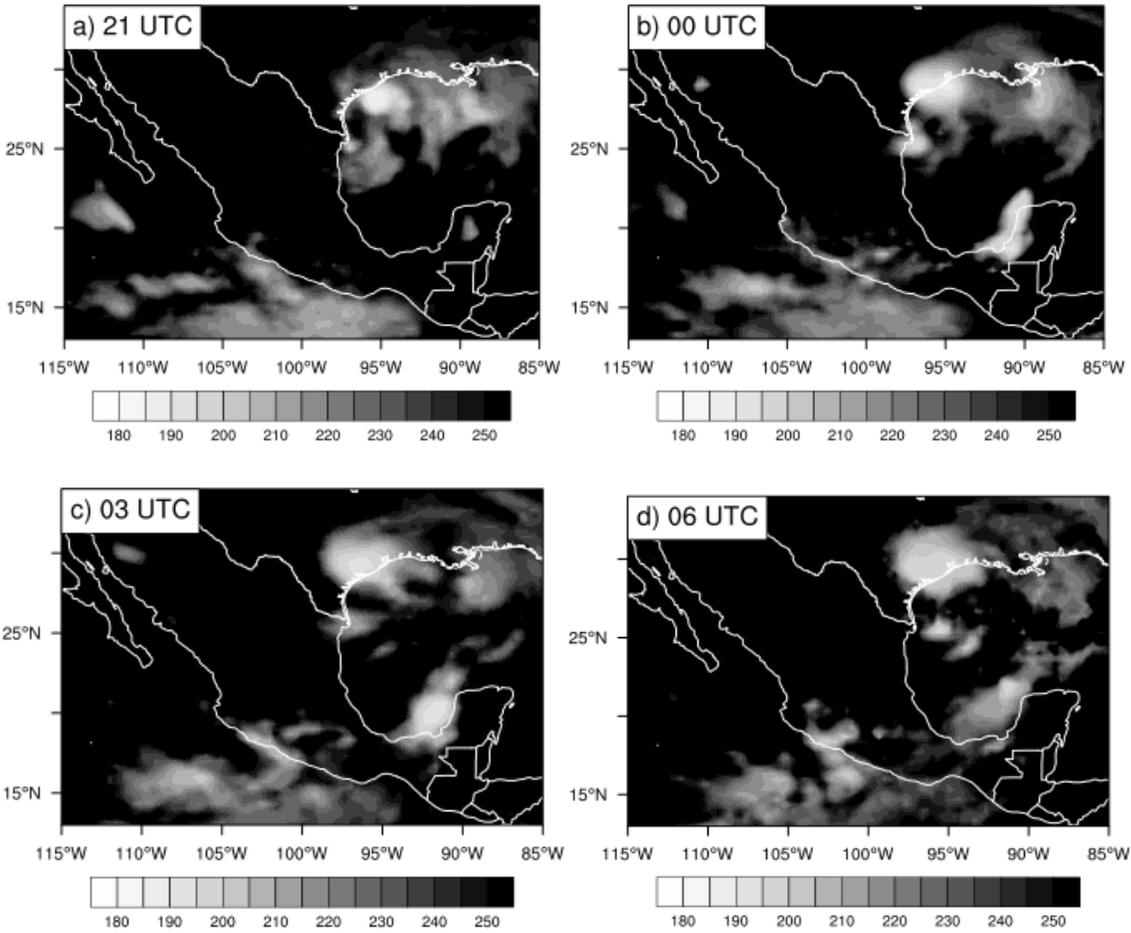


Figura 2.2. Imagen infrarroja de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre México ocurridos entre el 9 y 10 de septiembre de 1998. Extraído de CLAUS. Se aprecia el inicio de un SCM sobre la Península de Yucatán y su posterior evolución. El SCM desaparece a las 09 h (tiempo local) del 10 de septiembre de 1998. También se observa la evolución de un SCM en las costas al suroeste de Baja California Sur, que comienza a las 15 h (tiempo local) del 9 de septiembre y evoluciona hasta dispersarse a las 00 h (tiempo local) del 10 de septiembre y finalmente desaparece a las 03 h (tiempo local) del mismo día.

2.3. Base de datos de reanálisis ERA5

El nuevo modelo de reanálisis ERA5 (ECMWF ReAnalysis 5) del Centro Europeo de Pronóstico Meteorológico a Mediano Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) proviene de la quinta generación de modelos atmosféricos de reanálisis del tiempo y clima global del ECMWF (ECMWF, 2016). ERA5 sustituyó al modelo de reanálisis ERA-Interim que inició en el 2006. Este nuevo reanálisis se basa en modelos físicos y métodos de asimilación de datos más desarro-

llados que en ERA-Interim y tiene una resolución horizontal de 31 km. Además, genera salidas cada hora. Por lo que, debido a una resolución espacial y temporal fina, se pueden observar con mayor detalle la evolución de sistemas meteorológicos (Hersbach et al., 2019; Hersbach et al., 2020). Además, ERA5 posee 37 niveles de presión (desde 1,000 hPa a 1 hPa) y sus datos pueden desde mensuales hasta datos horarios.

Los datos asimilados por ERA5 provienen de más de 200 instrumentos satelitales o de observaciones in situ, redes de monitoreo atmosférico, radares, radiosondeos, mediciones de aeronaves, etc. Los años más recientes poseen un número mucho mayor de observaciones asimiladas que los primeros años de reanálisis (Hersbach et al., 2020). Actualmente, ERA5 está disponible en el Climate Data Store (CDS) del Servidor de Cambio Climático de Copernicus (C3S) y tiene datos a partir de 1979 hasta la actualidad.

Para este estudio, se analizarán las variables de precipitación, viento (componente zonal y meridional), cizalladura vertical del viento, omega, humedad específica y temperatura del aire en los niveles mandatorios (1000 mb, 925 mb, 850 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb, 200 mb y 100 mb). Estos datos poseen una resolución de 0. 25° y fueron descargados cada 3 horas para poder empatarlos con las imágenes satelitales de CLAUS en el periodo de estudio.

2.3.1. Campos evaluados de variables meteorológicas de ERA5

a) Precipitación

De acuerdo al Glosario Técnico del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), la precipitación puede definirse como cualquier hidrometeoro constituido por un conjunto de partículas, ya sean acuosas, líquidas o sólidas, cristalizadas o amorfas, que descienden de una nube o sistema nuboso y que alcanzan la superficie (SMN <https://smn.conagua.gob.mx/es/smn/glosario>).

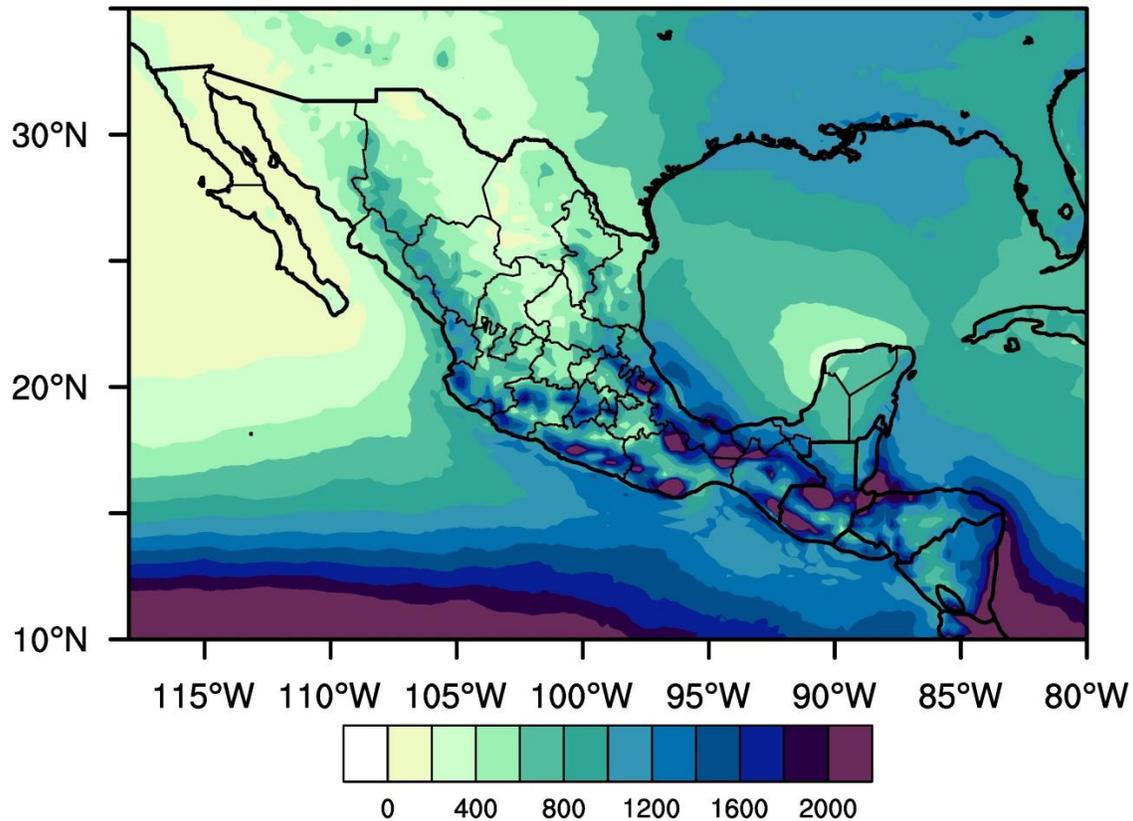


Figura 2.3. *Precipitación anual en México a partir de datos de reanálisis de ERA5 para el periodo 1984-2008*

b) Viento

El calentamiento diferencial de la superficie terrestre produce movimientos en la atmósfera a diferentes escalas espaciales y temporales (Wallace and Hobbs, 2006). Las tres componentes de la velocidad que se utilizarán en este estudio serán la componente zonal, meridional y vertical en los niveles mandatorios.

c) Cizalladura del viento

De acuerdo con el glosario de la NOAA, la cizalladura del viento puede entenderse como la variación en la velocidad del viento ya sea refiriéndose a su magnitud (velocidad cortante) o a su dirección (cortante direccional) en una distancia corta dentro de la atmósfera. Normalmente hace referencia a la cizalladura del viento vertical, en otras palabras, al cambio del viento con la altura. En este estudio se analizarán dos cizallas que ocurren en dos capas 1000-700 mb y 700-400 mb. Se puede calcular por la ecuación 1:

$$Shear_{(L2-L1)} = \sqrt{(u_{L2} - u_{L1})^2 + (v_{L2} - v_{L1})^2} \quad (1)$$

d) Magnitud del viento

Para estudiar la influencia de la intensidad del CLLJ sobre la frecuencia de SCMs y las condiciones sinópticas que produce al noreste de México, a partir de datos de reanálisis de ERA5 de las componentes del viento zonal (u) y meridional (v) a 925 mb, disponibles cada tres horas para el periodo de estudio (1984-2008) en una malla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, se calculó la intensidad del viento mediante la siguiente ecuación:

$$\| \underline{V}(x, y, t)_{925mb} \| = \sqrt{[u(x, y, t)_{925mb}]^2 + [v(x, y, t)_{925mb}]^2} \quad (2)$$

Donde:

$\| \underline{V}(x, y, t)_{925mb} \|$: Magnitud o intensidad del vector viento a 925 mb en la longitud x y la latitud y , al tiempo t .

$u(x, y, t)_{925mb}$: Componente zonal del viento a 925 mb en la longitud x y la latitud y , al tiempo t .

$v(x, y, t)_{925mb}$: Componente meridional del viento a 925 mb en la longitud x y la latitud y , al tiempo t .

Para probar la hipótesis, se obtuvo un promedio de área de los valores del viento en las regiones del Mar Caribe y del noreste de México cada tres horas para todos los días, desde junio hasta septiembre. Posteriormente, se calcularon promedios de los promedios de área cada 5 días (pentadas). Por ejemplo, la primera pentada inicia a las 00 h del 27 de mayo y termina a las 21 h del 3 de septiembre. Esto se hizo para cada año del periodo de estudio. Finalmente, se obtuvieron los valores de las pentadas del viento en los días correspondientes y posteriores a la formación de los SCMs, tanto en la región del Mar Caribe, como en el noreste de México.

e) Humedad específica (q)

La humedad específica (q , en la ecuación 2) es una forma de definir el contenido de vapor de agua en una muestra de aire a partir de la relación entre la masa de vapor de agua y la masa de

aire húmedo contenido en dicha muestra (Shuttleworth, 2012; Miller, 2015). Sus expresiones en términos de la masa y las densidades del vapor de agua y el aire húmedo son las siguientes:

$$q = \frac{m_v}{m_a} = \frac{m_v}{m_v+m_d} \quad (3)$$

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_a} = \frac{\rho_v}{\rho_v+\rho_d}$$

Donde:

m_v = masa de vapor de agua contenido en la muestra de aire [g, kg]

m_a = masa de aire húmedo contenido en la muestra de aire [kg]

m_d = masa de aire seco (sin considerar al vapor de agua) [kg]

ρ_v = densidad del vapor de agua contenido en la muestra de aire [$\frac{g}{m^3}, \frac{kg}{m^3}$]

ρ_a = densidad del aire húmedo contenido en la muestra de aire [$\frac{kg}{m^3}$]

ρ_d = densidad del aire seco (sin considerar al vapor de agua) [$\frac{kg}{m^3}$]

Estrictamente, la humedad específica (q) del aire es una variable adimensional, pero suele dársele unidades de [$\frac{kg}{kg}$] o, aún más frecuentemente, de [$\frac{g}{kg}$]. En la tropósfera, la humedad específica del aire presenta valores entre 0-30 $\frac{g}{kg}$ (Shuttleworth, 2012).

f) Temperatura Potencial Equivalente (θ_e)

La temperatura potencial equivalente (θ_e , en la ecuación 3) es la temperatura que una parcela de aire húmedo tendría si todo el vapor dentro de ella se condensara a una presión constante y después fuera desplazada adiabáticamente hasta un nivel de presión de 1000 hPa (Miller, 2015). Su ecuación está representada por:

$$\theta_e = \theta \exp \left[\frac{l_v w_s}{c_p T} \right] \quad (4)$$

$$\theta = T \left(\frac{P_r}{P_i} \right)^\kappa \quad (5)$$

$$w_s = \frac{m_v}{m_d} \quad (6)$$

$$\kappa = \frac{R_d}{c_p} \cong 0.2857 \quad (7)$$

Donde:

θ = temperatura potencial [K]:

T = temperatura *in situ* (inicial) de la parcela de aire húmedo [K]

P_i = presión in situ (inicial) de la parcela de aire húmedo [hPa]

P_r = presión en el nivel de referencia, normalmente es el de 1000 hPa [hPa]

κ = relación entre la constante individual del aire seco ($R_d \cong 286.9 \frac{J}{kg.K}$) y el calor específico a presión constante del aire seco ($c_p \cong 1003.8 \frac{J}{kg.K}$) [κ es adimensional]

l_v = calor latente de vaporización ($\cong 2.5008 \times 10^6 \frac{J}{kg}$)

w_s = razón de mezcla de saturación, se obtiene de la relación entre la masa del vapor de agua (m_v) y la del aire seco (m_d) $\left[\frac{kg}{kg} \right]$

Las unidades de la temperatura potencial equivalente son grados kelvin [K]. Esta variable tiene diversas aplicaciones en el estudio del tiempo severo (Miller, 2015).

Mediante la temperatura potencial equivalente es posible definir la estabilidad de la atmósfera:

- Si θ_e crece con la altura ($\frac{d\theta_e}{dz} > 0$), la atmósfera es potencialmente estable.
- Si θ_e decrece con la altura ($\frac{d\theta_e}{dz} < 0$), la atmósfera es potencialmente inestable.

En la tropósfera de los trópicos casi siempre existen condiciones que describen a una atmósfera potencialmente inestable. La humedad tiene un rol muy importante en el gradiente vertical de θ_e .

g) Componente vertical del viento

La componente vertical del viento (ω , ver ecuación 8) está fuertemente correlacionada con condiciones inestables, en las que existe un forzante convectivo importante (Holton, 2004). Omega (ω) se define como la componente de la velocidad vertical en coordenadas de presión:

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) = (-\rho g)(w) \quad (8)$$

Donde:

w = componente de la velocidad vertical (en coordenadas cartesianas) $\left[\frac{m}{s}\right]$

g = gravedad $\left[\frac{m}{s^2}\right]$

ρ = densidad del aire

La ecuación de omega permite hacer diagnósticos del comportamiento del viento vertical entre dos niveles de presión (Holton, 2004).

h) Energía potencial disponible para la convección (CAPE, por sus siglas en inglés)

Las tormentas convectivas profundas se desarrollan a partir de condiciones favorables en el entorno donde ocurren. Por ello, se han desarrollado varios índices y mediciones que permiten determinar la convección profunda que se podría desarrollar en un lugar. La energía potencial convectiva disponible (*CAPE*, por sus siglas en inglés) (Holton and Hakim, 2013) indica la máxima energía potencial disponible que tiene una parcela de aire estáticamente inestable, sin considerar los efectos del vapor de agua o del agua condensada en la flotabilidad de ésta, asumiendo que la parcela asciende sin mezclarse con el aire a su alrededor y que se ajusta inmediatamente al nivel de presión por el que transita (Holton and Hakim, 2013; Ramezani et al., 2019). Sin embargo, debido a que *CAPE* no toma en cuenta la contribución negativa a la flotabilidad debido a la condensación del agua, representa una sobreestimación de la energía cinética real que puede obtener la parcela si asciende a través de la atmósfera (Galvéz and Davison, 2016).

CAPE se puede calcular como una integración de la flotabilidad de la parcela, con respecto a la del aire que la rodea, desde el nivel de convección libre (*LFC*, por sus siglas en inglés) hasta el nivel de flotabilidad neutra (*LNB*, por sus siglas en inglés):

$$CAPE = \int_{z(LFC)}^{z(LNB)} g \frac{(T_{parcela} - T_{amb})}{T_{amb}} dz \quad (9)$$

Donde:

CAPE = energía cinética máxima por unidad de masa que la parcela boyante puede obtener por ascender desde su estado de reposo en el *LFC* hasta el *LNB* cercano a la tropopausa $\left[\frac{m^2}{s^2} \text{ ó } \frac{J}{kg}\right]$

T_{amb} = temperatura del aire fuera de la parcela (entorno/ambiente) [K]

$T_{parcela}$ = temperatura de la parcela [K]

Las observaciones realizadas sobre océanos tropicales muestran que se alcanzan valores de la $T_{parcela}$ son hasta 2 K mayores que la T_{amb} en una profundidad de 10-12 km, por lo que el valor típico de $CAPE$ en los trópicos es de $\approx 500 \frac{m^2}{s^2}$. Además, las corrientes ascendentes alcanzan una velocidad vertical máxima ($w_{m\acute{a}x}$) entre 5-10 $\frac{m}{s}$ (Holton and Hakim, 2013). En la Sierra Madre Occidental del noroeste de México, el $CAPE$ necesario para formar SCMs es del orden de 2,160 $\frac{m^2}{s^2}$ y durante el periodo del 2012-2018, ha habido una tendencia a incrementarse el valor del $CAPE$ en el mes de julio, alcanzando valores de entre 4,329 - 7,919 $\frac{m^2}{s^2}$ (Farfán et al., 2020).

i) Índice Gálvez-Davison

El Índice Gálvez-Davison (GDI , por sus siglas en inglés) se desarrolló para mejorar la predicción de la convección en los trópicos debido a que la mayoría de los índices de estabilidad que se emplean en los trópicos, sobre todo en la región del Caribe, no tienen buena habilidad para indicar dónde podría ocurrir la convección profunda (Galvés and Davison, 2016).

El GDI se basa en el mecanismo de retroalimentación conocido como Humedad-Convección, que sugiere que los sitios donde ocurrió la convección previamente son los lugares donde se esperaría una mayor probabilidad de recurrencia. También existen otros procesos en los que se apoya el GDI , como la Inversión de los Vientos Alisios (TWI , por sus siglas en inglés) o la presencia de vaguadas (troughs) y crestas (ridges) en la tropósfera media que sirven como mecanismo de forzamiento para que exista convección o subsidencia. La TWI es una inversión de subsidencia provocada por un incremento en la temperatura del aire y un decremento en la θ_e con la altura, debido a una disminución de la humedad. Si la inversión es débil es posible que la convección logre romperla aportando humedad (Alber et al., 2020). Esto produce las condiciones necesarias para desarrollar nuevas celdas convectivas.

El GDI se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$GDI = CBI + MWI + II + TC \quad (10)$$

Donde:

CBI = Column Buoyancy Index

MWI = Mid-Tropospheric Warming Index

II = Inversion Index

TC = Terrain Correction (opcional)

El *GDI* utiliza el Índice de Columna Boyante (*CBI*, por sus siglas en inglés). Este índice determina la disponibilidad de calor y humedad en la columna. El *CBI* crece conforme las capas se calientan y humedecen. Si el *CBI* adquiere valores mayores, entonces se sugiere la presencia de una capa profunda de humedad que favorece la convección profunda y lluvias intensas. Para calcularlo se necesita determinar la θ_e en la troposfera media y baja.

El índice de estabilización/calentamiento de la tropósfera media (*MWI*, por sus siglas en inglés) explica la estabilización/desestabilización forzada por crestas (ridges) cálidas o vaguadas (troughs) frías en la tropósfera media. Es un factor de inhibición de la convección, por lo que adquiere valores negativos (cuando la temperatura del aire a los 500 hPa excede un umbral τ) o iguales a cero (cuando la temperatura a los 500 hPa es aún menor que el umbral τ).

Por su parte, el índice de inversión (*II*) también es un factor de inhibición como el *MWI*, diseñado para capturar los efectos de la *TWI*. Considera dos procesos de convección bajo regímenes de la *TWI*: estabilidad a través de la inversión y entrada de aire seco una vez que las celdas convectivas lograron romper la inversión. Para calcularlo se deben sumar dos términos adimensionales: un factor de estabilidad (*S*) y un factor de secado (*D*). Cuando la suma es mayor a cero, entonces el índice es igual a cero, mientras que cuando la suma es menor o igual a cero, el índice es diferente de cero.

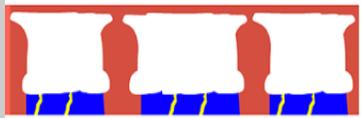
Por último, el *GDI* debería ser estrictamente aplicado solo a regiones cuya superficie esté por debajo de los 950 hPa. Sin embargo, es posible llevarlo a otras altitudes mediante una interpolación, que utiliza la presión superficial (Terrain Correction = *TC*).

El *GDI* ha sido evaluado en México, Centro y Sudamérica, el sureste de U.S.A. y el Caribe, mostrando una habilidad notable, en especial en la región de la Península de Yucatán y en el centro de México (Galvéz and Davison 2016). Para saber un poco más de cómo se calcula el *GDI* se puede revisar el anexo al final de este documento.

Tabla 1. Intervalos de valores que puede tener el GDI y la convección asociada a cada uno. Ésta escala es sólo una referencia general y es recomendable hacer ajustes convenientes dependiendo del sitio y la temporada en la que se emplee el GDI.

Fuente: traducción de la tabla disponible en

<https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/>

GDI > +45	Posibilidad de lluvias intensas dispersas a continuas que produzcan tormentas eléctricas.	
+35 a +45	Posibilidad de tormentas eléctricas dispersas, algunas capaces de producir lluvias intensas.	
+25 a +35	Posibilidad de tormentas eléctricas dispersas o de convección poco profunda dispersa con tormentas eléctricas aisladas.	
+15 a +25	Potencial para algunas tormentas eléctricas aisladas, pero sobre todo convección poco profunda.	
+5 a +15	Potencial de convección poco profunda. Es posible que se produzca una tormenta muy aislada y breve.	
-20 a +5	Potencial de convección superficial aislada o dispersa. Es probable una fuerte inversión de hundimiento.	
-20 > GDI	Fuerte inversión de subsidencia. Cualquier convección será muy superficial, aislada y producirá precipitaciones puntuales.	

2.4. Técnica de detección de SCMs

El algoritmo desarrollado por Huang et al. (2018) permite detectar la distribución espacial y temporal de los SCMs, así como determinar sus trayectorias, tamaños y periodos de vida en una determinada región a partir de CLAUS. Este algoritmo funciona mediante la combinación del filtro de Kalman (KF, por sus siglas en inglés) y el método convencional de superposición de área (AOL, por sus siglas en inglés), permitiendo llevar a cabo un seguimiento automático de los SCMs mostrados en las imágenes satelitales infrarrojas (Huang et al., 2018; Chen et al., 2019).

El producto final de este algoritmo es una base de datos en formato ASCII que alberga ciertas características de los SCMs, por ejemplo: su posición, temperatura del tope de nube, tamaño y su tiempo de vida (Huang et al., 2018). El algoritmo opera en dos fases: la primera consiste en la detección del SCM y la segunda en la determinación de su posición en cada imagen, así como el trazo de su trayectoria a lo largo de su ciclo de vida (Fig.2.4). Durante la fase 1, el algoritmo utiliza dos umbrales para identificar SCMs, uno basado en el brillo de la temperatura máxima (BT, por sus siglas en inglés) y otro basado en el área mínima. Los umbrales de BT establecen la temperatura más alta que puede alcanzar el tope de nube de un SCM para ser tomado en cuenta por la técnica. El algoritmo emplea dos umbrales de BT: uno para el escudo nuboso estratiforme y otro para los núcleos nubosos convectivos (Huang et al., 2018; Chen et al., 2019). Por lo tanto, los umbrales de BT permiten definir dónde podría presentarse un SCM. Mientras menor sea la BT que registren, más profunda será la convección asociada al SCM (Adefisan and Okewu, 2018). Esto implica que, al elegir un umbral muy bajo, la muestra estará conformada únicamente por los SCMs más profundos.

Sin embargo, durante las fases de madurez y disipación, un SCM no sólo está constituido por celdas convectivas, sino también por una región estratiforme. Esta última no alcanza valores de BT tan bajos, así que un umbral menor o igual a -54°C permitirá obtener una mejor representatividad de la extensión del SCM durante sus etapas de madurez y disipación que un umbral más restringido.

Por su parte, el segundo tipo de umbral preestablecido utilizado durante la fase 1, corresponde al área mínima que debe poseer un conjunto de píxeles que cumplan con los umbrales de BT para que el sistema pueda ser caracterizado como un SCM. Así, el algoritmo también utiliza dos umbrales de área mínima, uno para el escudo nuboso estratiforme y otro para los núcleos convecti-

vos. La fase 2 del algoritmo se lleva a cabo partiendo del método AOL. Éste último identifica a un SCM como la superposición entre dos áreas de píxeles a través de dos o más imágenes consecutivas (Williams and Houze, 1987; Huang et al., 2018). En este caso, las imágenes se conocen como pasos de tiempo de 3 h.

La técnica AOL establece dos umbrales más: un umbral de porcentaje mínimo de superposición y otro para definir el periodo mínimo que debe durar un SCM (Huang et al., 2018). El primero permite saber si el sistema que se observa en un paso de tiempo consecutivo es el mismo que se ha observado en los pasos de tiempo anteriores (Fig.2.4). Si el sistema sí cumple con estos dos umbrales, así como con los dos umbrales utilizados durante la fase 1, entonces se considera como un SCMs. Sin embargo, si no cumple con el umbral de superposición de área, entonces el algoritmo aplica el método KF para determinar su posición. La desventaja de la técnica AOL recae en que asume que los SCMs serán siempre lo suficientemente grandes y lentos para que su posición y área no cambien significativamente en el tiempo (Huang et al., 2018; Chen, D. et al. 2019). Si un SCM no es lo suficientemente grande o se mueve rápido, no podrá alcanzar el umbral de superposición mínimo requerido en el siguiente paso de tiempo. Por lo que, el algoritmo interpretará que el SCM anterior se disipó y que el SCM actual es un nuevo sistema.

También hay que considerar que un SCM no conserva su tamaño durante todo su ciclo de vida, y conforme éste transcurre su velocidad disminuye. Durante las fases de formación y disipación de un SCM, frecuentemente ocurren procesos de fusión y división (Williams and Houze, 1987; Arnaud et al., 1992). Un proceso de fusión implica la unión de uno o más SCMs, mientras que un proceso de división implica la fragmentación de un SCM en dos o más sistemas. Para el primer caso, dos o más SCMs de un tiempo t , corresponden a un SCM en un tiempo $t+1$ (Fig. 2.4). En el segundo caso tendríamos que un SCM en un tiempo t , corresponde a dos o más SCMs en un tiempo $t+1$. En ambas situaciones y bajo el método AOL, el único SCM que sería tomado en cuenta para continuar con la trayectoria del sistema sería el más grande.

Por ello, el método KF se adiciona a la técnica con la finalidad de evitar errores en la determinación de las trayectorias (Chen et al., 2019). Este método se encarga de predecir la posición y velocidad de un SCM en cada paso de tiempo y corrige estas predicciones con mediciones. A través de dichas mediciones, en cada paso de tiempo consecutivo actualiza los parámetros del SCM y corrige la predicción realizada anteriormente. Después, utiliza la predicción corregida como con-

dición inicial para repetir el procedimiento con el siguiente paso de tiempo. Las ventajas de usar el KF es que no se basa en umbrales de superposición de áreas, por lo que puede detectar SCMs grandes y pequeños, así como con velocidades bajas o altas, lo que hace posible cubrir todo el ciclo de vida de cada sistema detectado (Huang et al., 2018).

La técnica se corre en Matlab y como datos de entrada emplea las imágenes de CLAUS (Huang et al., 2018; Chen et al., 2019). El script del código permite modificar los valores de los umbrales a discreción del usuario y de esta manera realizar evaluaciones de sensibilidad que den pauta sobre los criterios más convenientes a emplear en el estudio. En este trabajo se empleó el algoritmo de Huang et al. (2018) y, posteriormente, se descartaron los SCMs detectados sobre la superficie oceánica, ya que el objetivo de este trabajo es producir una climatología sobre las regiones de estudio a evaluar (Fig. 2.1).

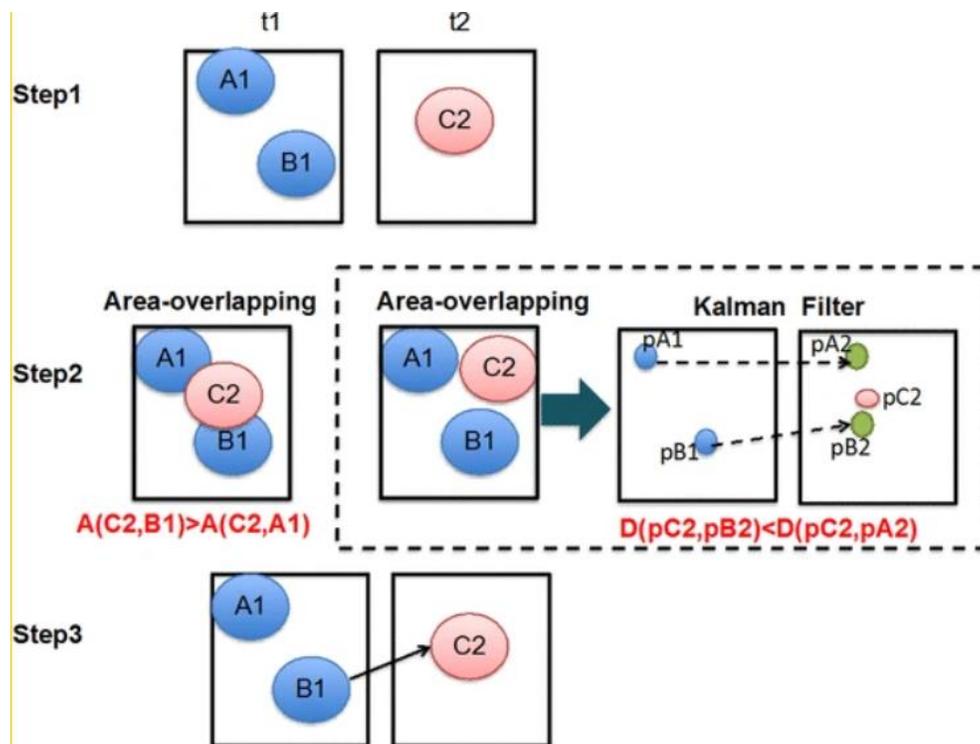


Figura 2.4: Esquema que muestra las diferencias entre los métodos AOL y KF para determinar las posiciones y trayectorias de los SCMs. El paso 1 (Step 1) representa la fase 1 del algoritmo, cuando éste identifica los SCMs potenciales presentes en los datos. El paso 2 (Step 2) representa la fase 2 del algoritmo, donde se trata de determinar cuál SCM del tiempo t_1 corresponde al SCM del tiempo t_2 . El último paso (Step 3), define la trayectoria del SCM analizado, es decir, es la asociación de los SCMs de tiempos anteriores con el SCM del último tiempo. En el caso del método AOL, se puede apreciar que, tanto el SCM A1, como el B1 se superponen al SCM C2; sin embargo, el B1 es el que más se superpone al C2,

por tanto, en el paso 3, es este el que se vincula en la trayectoria del SCM del tiempo t_2 . Por otro lado, cuando no hay superposición de ninguno de los sistemas con el sistema C2, el método AOL falla, puesto que determina que C2 no corresponde a la continuación de ninguno de los SCMs del tiempo t_1 . Sin embargo, al usar el modelo KF para el caso en el que ningún sistema se superpone, éste pronostica la probabilidad de la posición de los sistemas A1 y B1 (p_{A2} y p_{B2}). Entonces, al pasar a la imagen correspondiente a t_2 , donde aparece C2, estima la distancia más pequeña que hay entre las posiciones pronosticadas y la del sistema C2. En este caso, B1 fue el sistema, cuya posición pronosticada se acercó más a la posición de C2, por lo que el modelo de KF determina que B1 y C2 son el mismo SCM, mientras que A1 es un SCM diferente. Por último, en el paso 3, el KF traza la trayectoria del SCM analizado, al igual que en el primer caso analizado mediante el método AOL. Fuente: Huang, et al. (2018).

Capítulo 3

3. Resultados y Discusión

3.1. Pruebas de sensibilidad en las temperaturas de brillo

Se corrieron cuatro pruebas usando el algoritmo de Huang et al. (2018) con la finalidad de evaluar la sensibilidad de los SCMs dependiendo de los umbrales de BT y área.

Las pruebas que se realizaron fueron las siguientes:

- Prueba 1: se utilizó un umbral de $BT \leq -68\text{ }^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima de 5000 km².
- Prueba 2: se empleó un umbral de $BT \leq -68\text{ }^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima igual a 3000 km².
- Prueba 3: se utilizó un umbral de $BT \leq -65\text{ }^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima de 5000 km².
- Prueba 4: se empleó un umbral de $BT \leq -65\text{ }^{\circ}\text{C}$ y un área mínima de 3000 km².

Todas las pruebas usaron el mismo valor tanto para el escudo nuboso, como para el núcleo convectivo de los SCMs ya que pruebas previas (no mostradas aquí) no mostraron que estos valores tuvieran algún impacto en la frecuencia de los SCMs, tal como se ha reportado en otros trabajos (Salio et al., 2006). Los umbrales de temperatura $-68\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$ se eligieron de acuerdo a la literatura, ya que los núcleos convectivos suelen alcanzar temperaturas de hasta $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$ tanto en la región tropical como subtropical e inclusive en latitudes medias (McAnelly and Cotton, 1986; Velasco and Fritsch, 1987; Cotton et al., 2011). Valores de umbrales de BT menores a estos valores corresponden a nubosidad que no pertenece a SCMs. Por su parte, el área mínima que rastrea el algoritmo corresponde a los valores observados en los clusters de latitudes medias, debido a que este tipo de SCMs predomina tanto en regiones tropicales como en latitudes medias (Salio et al., 2006; Cotton et al., 2011).

3.2. Frecuencia y distribución de los SCMs en México

Las principales características (distribución, tamaño, frecuencia, velocidad) de los SCMs fueron analizadas por esta por región de estudio. Los meses de enero, febrero y marzo se consideraron como representativos del invierno. Los meses de abril, mayo y junio pertenecen a la primavera. Por su parte, los meses de julio, agosto y septiembre pertenecen la estación de verano. El otoño está representado por los meses de octubre, noviembre y diciembre.

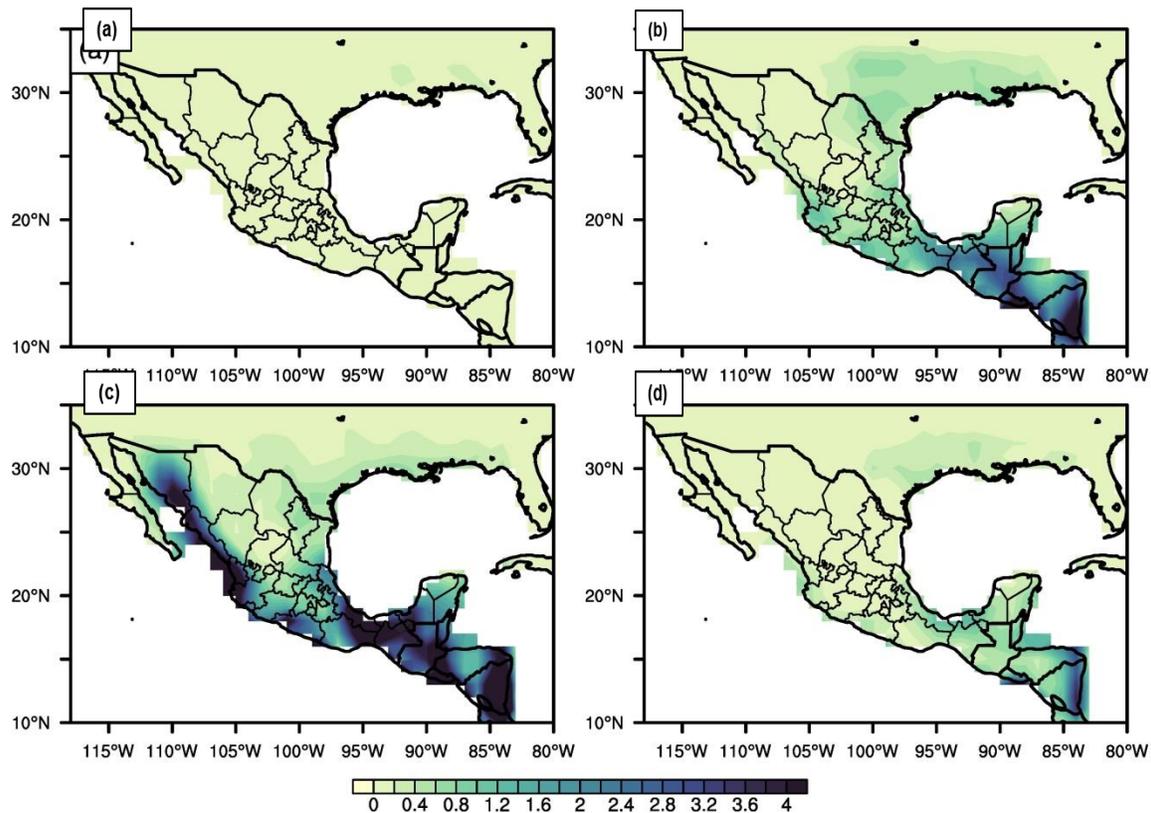


Figura 3.1. Densidad promedio de las trayectorias de SCMs $\left[\frac{\text{número de trayectorias}}{\text{área de } 1^\circ \times 1^\circ} \right]$ ocurridos para el periodo 1984-2008 sobre la República Mexicana, promediando los resultados que se obtuvieron en cada prueba para invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d).

Las trayectorias de los SCMs que se obtuvieron durante el periodo 1984-2008 sirvieron para elaborar una densidad promedio de trayectorias por estación durante el periodo de estudio. La densidad representa el número promedio de trayectorias que se contaron en un área de $1^\circ \times 1^\circ$ (Fig. 3.1).

En el invierno (Fig. 3.1.a), todo el país muestra una densidad promedio de trayectorias cercana a cero, lo que significa que las condiciones sinópticas promedio en esta época del año favorecen una tropósfera baja estable (seca y/o fría de acuerdo a Barret et al., 2020) que inhibe la formación de convección profunda, haciendo que el aire alcance su punto de saturación máxima a alturas más bajas, aún en regiones costeras y más cálidas como el suroeste de México.

Durante la primavera (Fig. 3.1.b) se observa un incremento de la densidad promedio en casi todo el país, siendo menos evidente en el noroeste de México (región 1). El sureste muestra las mayores densidades promedio (cerca de 4 SCMs por grado). Esto indica que, en los meses de abril a junio, la tropósfera baja es más cálida y húmeda en comparación con los meses de enero, febrero y diciembre, lo cual sumado a los mecanismos de forzamiento convectivo como los frentes fríos en la región del Golfo de México que influyen en el noreste y sureste del país, propician la formación de SCMs.

Cuando llega el verano (Fig. 3.1.c), todo el país muestra un aumento de SCMs de hasta 4 SCMs o más por unidad de área de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Para la región del noroeste (región 1), esto es resultado del NAM, mientras que en el noreste (región 2), el incremento de SCMs ocurre paralelo a la costa oriente de México y a la Sierra Madre Oriental. Este factor podría indicar que la presencia de la Sierra Madre Oriental y el suministro del flujo de humedad, que circula de manera paralela, dan paso a un forzamiento orográfico que genera una densidad de hasta 2 o más SCMs por grado en los estados de Coahuila, Tamaulipas, Nuevo León y el sureste de USA. Esto coincide con estudios previos (Wang, 2007; Feng et al., 2016; Algarra et al., 2019) que indican que la presencia del CLLJ transporta humedad desde el Mar Caribe y propician la formación de SCMs. En cuanto a la región centro (región 3), se aprecia que las mayores densidades promedio ocurren en los estados de Nayarit y Jalisco (superiores a los 4 SCMs por grado). Es probable que estos SCMs sean modulados por el NAM, en combinación con la Sierra Madre Occidental. Por su parte, en el Valle de México, la densidad de SCMs es menor (por debajo de los 2 SCMs por grado). En el suroeste y sureste del país (regiones 4 y 5), se presentan valores máximos de 4 SCMs o más por grado lo que podría deberse a la presencia de la ZCIT, ciclones tropicales y ondas del este que generan condiciones de inestabilidad tan fuertes que dan paso a la formación de SCMs (Huang et al., 2018; Feng et al., 2016; Adefisan and Okewu, 2018; Huang et al., 2018).

Finalmente, en el otoño las densidades promedio vuelven a mostrar un decremento generalizado en todo México, indicando una tropósfera baja más estable y la desaparición de sistemas sinópticos como el NAM, los ciclones tropicales, las ondas del este, así como el debilitamiento del CLLJ y la migración al sur de la ZCIT. El país es sólo afectado por el paso de frentes fríos que mantiene ligeramente activa la región sureste y la actividad de la corriente en chorro subtropical.

Los resultados por región muestran que el noreste de México sólo reporta SCMs durante el invierno usando los umbrales de la prueba 4 (Tabla 2). Por otro lado, en promedio, anualmente se presentaron 4 SCMs durante la primavera y el verano, para después disminuir hasta ~ 1 SCMs durante otoño (Tabla 2). Cabe resaltar que entre la prueba 1 y 4, existe la mayor diferencia en cuanto al número de SCMs (43% en primavera y del 50% en el verano y otoño). Mientras que entre las pruebas 1 y 2 esta diferencia es nula para el otoño y mínima para la primavera (14%). Durante el verano, la menor diferencia se observa entre las pruebas 2 y 3 (10%, aproximadamente). El tamaño promedio de los sistemas oscila de $26-36 \times 10^3 km^2$ en las diferentes estaciones. El tamaño más grande se encuentra usando los umbrales de la prueba 3. Lo anterior podría ser debido a que esta prueba usa una $BT < -65^\circ C$ y un tamaño mínimo de $5,000 km^2$. Por su parte, los SCMs en esta región tienden a ser más rápidos durante primavera, alcanzando velocidades de 47.1 km/h en promedio. Por el contrario, en promedio, su velocidad disminuye a 39.5 km/h durante el verano y vuelve a aumentar a 43.4 km/h durante otoño (Tabla 1). Las diferencias entre los valores del tamaño y la velocidad usando diferentes umbrales son mínimas (menos del 20%). Se sugiere que como trabajo futuro se realicen otras pruebas con umbrales de convección más profunda y coberturas menores en la región noreste.

Por su parte, la región del noroeste de México sólo tiene un SCMs registrado durante invierno, pudiendo ser un evento atípico registrado por la prueba 3 y 4 (Tabla 3). Las condiciones sinópticas de esta época del año no favorecen la ocurrencia de la convección profunda. Sin embargo, el máximo número de SCMs se encuentran en verano, con un promedio anual de 28 SCMs y después, disminuye drásticamente a ~ 1 durante otoño (Tabla 3). Cabe resaltar que el NAM se presenta durante el verano, incrementando en más del 90% el número de SCMs en todas las pruebas, porque su circulación favorece la entrada de humedad de niveles bajos-medios hacia la parte continental de México, lo que favorece la formación de SCMs (Cerón-Hernández, 2020). El tamaño promedio de los SCMs oscila de $25-29 \times 10^3 km^2$ durante primavera, verano y otoño. Con res-

pecto a la velocidad promedio, no se encontró una gran diferencia en los valores reportados en las estaciones, ya que oscilan de 40-50 km/h en las diferentes pruebas (Tabla 2).

En el centro de México, sólo la prueba 4 reportó un SCM durante el invierno (Tabla 4). Este comportamiento también se observa en las regiones anteriores y está relacionado con una tropósfera baja que es fría y estable, lo cual inhibe el desarrollo de la convección (Salio et al., 2006). Por otro lado, en promedio, la región central está más activa en términos de SCMs durante primavera que en las regiones del norte. El máximo número de SCMs también se presenta durante verano, disminuyendo también drásticamente para otoño. Por su parte, en términos del tamaño de los SCMs, los tamaños típicos suelen ser más pequeños en comparación con la región del noreste. En promedio, los SCMs de esta región alcanzan $22-27 \times 10^3 km^2$ en las diferentes pruebas y estaciones. De igual manera, su velocidad promedio no varía demasiado entre las diferentes pruebas y estaciones, oscilando de 35-43 km/h (Tabla 4).

Tabla 2. Promedios estacionales del número de SCMs, su tamaño y velocidad en la región Noreste P1: prueba 1, P2: prueba 2, P3: prueba 3, P4: prueba 4 y su promedio

Estación	Pruebas	Número	Promedio	Tamaño (km^2)	Promedio (km^2)	Velocidad (km/h)	Promedio (km/h)
Invierno	P1	0	0.01±0.02	0	6,689.2±0	0	35.5±0
	P2	0		0		0	
	P3	0		0		0	
	P4	0.04±0.2		6,689.2±0		35.5±0	
Primavera	P1	3.2±2.8	4.3±0.9	34,304.9±23,043.8	33,216.7±3,678.5	50.7±15.9	47.1±3.1
	P2	3.7±2.9		30,215.6±22,797.9		49.2±15.7	
	P3	4.6±3.6		38,761.4±27,474.2		45.6±15.6	
	P4	5.6±4.2		29,584.9±23,287.6		42.8±14	
Verano	P1	3±2.3	4.7±1.1	27,909.9±18,644.6	26,453.1±3,496.3	38±12.5	39.5±1.3
	P2	4.6±3.2		20,522.9±14,235.5		38.5±13.6	
	P3	5.1±3.5		27,794.6±18,657.2		40.4±13.2	
	P4	6±4.3		29,584.9±23,287.6		41±13.6	
Otoño	P1	0.5±1	0.7±0.2	34,909±27,051.6	31,854.8±3,662.8	40.7±12.4	43.4±1.8
	P2	0.5±0.9		29,781.6±26,910.6		43±16.8	
	P3	0.6±0.8		35,811.5±27,793.4		45±16.2	
	P4	1±1.5		25,917±25,073.4		44.9±15.7	

**Tabla 3. Promedios estacionales del número de SCMs, su tamaño y velocidad en la región Noroeste
P1: prueba 1, P2: prueba 2, P3: prueba 3, P4: prueba 4 y su promedio**

Estación	Pruebas	Numero	Promedio	Tamaño (km^2)	Promedio (km^2)	Velocidad (km/h)	Promedio (km/h)
Invierno	P1	0	0.1±0.1	0	13,485.4± 16,443.1	0	34.7±37.9
	P2	0		0		0	
	P3	0.1±0.3		40,276.5±20,273.8		90.9±48.2	
	P4	0.1±0.3		13,665.1±3,807.6		47.9±8.3	
Primavera	P1	0.7±0.9	1.4±0.5	26,160.3±10,790	25,291.5 ± 1,699.7	44.9±12.5	43.1±1.5
	P2	1.1±1.5		22,647.3±13,272.8		49.1±12.3	
	P3	1.7±2.1		27,235.9±15,132.3		43.5±12.4	
	P4	2.1±2.7		25,122.4±14,603.4		40.8±13.3	
Verano	P1	20.5±8.1	28.2±5.9	31,503.3±18,487.3	29,607.4 ± 3,605.9	43.2±12.1	42.4±0.45
	P2	25.9±10.1		27,370.2±17,934.8		42.3±12.9	
	P3	29.5±9.6		34,433.8±21,054.7		42.4±12.4	
	P4	36.7±11.7		25,122.4±14,603.4		41.8±12.2	
Otoño	P1	0.6±0.8	0.8±0.2	28,032±19,176.9	29,264.3 ± 1,488.2	44.3±16.2	43.9±3
	P2	0.7±1.1		27,655.4±23,865		39±11.9	
	P3	0.8±1.1		30,086.5±23,193.4		45.7±25.5	
	P4	1.2±1.6		31,283.3±7,948		46.6±27.7	

Los SCMs del sureste son más activos durante invierno que en las regiones anteriores (Tabla 5). Es probable que esta actividad está asociada al paso de los frentes fríos que traen consigo masas de aire frías que, al interactuar con las masas de aire más cálido en esta región, forman SCMs (Tabla 5). Peculiarmente, durante esta época del año, los SCMs alcanzan su mayor tamaño y velocidad promedio. Durante primavera, se presentaron ~10 SCMs, aumentando a ~17 SCMs en el verano (Tabla 5). Cabe mencionar que cuando el CLLJ se intensifica (julio - agosto), se aprecia una disminución de la precipitación acumulada en esta región (Herrera, 2011). Después, a mediados de agosto y durante septiembre, el CLLJ disminuye en intensidad, por lo que esto puede favorecer que las variables medioambientales (humedad, cizalla y vorticidad) sean favorables para la formación de los SCMs. Además, es notable que esta región es mucho más activa en el número de los SCMs durante otoño en comparación con las demás regiones. Lo anterior podría estar vinculado a que los sistemas tropicales continúan afectando esta región hasta finales de noviembre, lo que implica una mayor entrada de humedad que favorece la formación de SCMs (Domínguez et al. 2020). Por su parte, el tamaño oscila de $21-31 \times 10^3 km^2$ en las diferentes pruebas y estaciones. Con respecto a su velocidad promedio, los SCMs de esta región alcanzan desde los 37 km/h hasta los 47 km/h durante primavera, verano y otoño (Tabla 5).

Por último, el suroeste mexicano reporta la formación de algunos SCMs durante el invierno en todas las pruebas (Tabla 6). Es probable que los fuertes vientos asociados al paso de los frentes fríos force la formación de SCMs en la región montañosa del suroeste, ya que esta región permanece húmeda durante gran parte del año. De manera parecida a los resultados encontrados en el sureste, la máxima velocidad promedio de los SCMs ocurre en invierno. Cabe resaltar que la región suroeste es la región más activa en términos de números de SCMs por estación, alcanzando su máximo durante verano. Además, durante otoño, también se forman mucho más SCMs que en cualquier otra región (Tabla 6). Con respecto al tamaño, en promedio, no superan los $27 \times 10^3 \text{ km}^2$ en todas las pruebas y durante todo el año. Su velocidad promedio varía de 36 km/h a 41 km/h durante primavera, verano y otoño (Tabla 6). En conclusión, el suroeste tiene las condiciones ideales para desarrollar la convección profunda y el crecimiento de las tormentas severas.

Tabla 4. Promedios estacionales del número de SCMs, su tamaño y velocidad en la región Centro
P1: prueba 1, P2: prueba 2, P3: prueba 3, P4: prueba 4 y su promedio

Estación	Pruebas	Número	Promedio	Tamaño promedio (km^2)	Promedio	Velocidad promedio (km/h)	Promedio (km/h)
Invierno	P1	0	0.01±0.02	0	4,367.3±0	0	73.6±0
	P2	0		0		0	
	P3	0		0		0	
	P4	0.04±0.2		4,367.3±0		73.6±0	
Primavera	P1	7.2±3.4	9.7±2.1	25,427.5±19,086.6	24,586.9±1823.1	42.9±14.3	42± 0.7
	P2	8.5±3.6		22,570.5±16,689.3		42.5±14.3	
	P3	10.4±4.7		27,153.5±20,436.3		41.7±14.3	
	P4	12.8±4.7		23,195.9±18,409.4		41±13.3	
Verano	P1	23.7±8.3	30.7± 5.7	24,427.6±16,744.3	23,693.3±1426.3	40.6±12.7	40.5± 0.2
	P2	27.8±10.3		21,661.4±16,009.3		40.2±12.3	
	P3	32.3±10.7		25,488.3±18,246.8		40.6±12.6	
	P4	39±12.5		23,195.9±18,409.4		40.6±12.4	
Otoño	P1	2.6±1.7	3.3±0.4	26,329.3±17,769.3	24,627.7±1,729.9	36.5±11.8	36±0.4
	P2	3.4±2.3		23,679.9±16,774.8		35.5±12.4	
	P3	3.3±1.7		26,237.3±18,792.9		36±11.4	
	P4	3.8±2		22,264.4±13,485.4		36±12.8	

**Tabla 5. Promedios estacionales del número de SCMs, su tamaño y velocidad en la región Sureste
P1: prueba 1, P2: prueba 2, P3: prueba 3, P4: prueba 4 y su promedio**

Estación	Pruebas	Número	Promedio	Tamaño promedio (km ²)	Promedio	Velocidad promedio (km/h)	Promedio (km/h)
Invierno	P1	0.1±0.4	0.2±0.1	50,531.2±30,151.3	33,140.2±16,692.9	52.9±5.8	54.2±1.8
	P2	0.1±0.3		7,879.7±11.1		52±7.2	
	P3	0.3±0.7		45,533.9±33,893.8		55.9±3.7	
	P4	0.2±0.6		28,616 ±28,377.2		56.1±3.8	
Primavera	P1	7.8±4.4	9.8± 1.6	28,758±20,267.9	28,335.2±2,216.6	42.3±14.5	41.9± 0.7
	P2	9.1±4.5		25,569.7±19,925.5		40.9±13.8	
	P3	10.1±4.5		31,637.6±22,363.8		42.6±13.8	
	P4	12.2±4.3		27,375.4±21,664.2		41.7±13.9	
Verano	P1	12±6.4	16.8±3.8	25,838.9±16,097.6	25,505.9±1,104.3	46±15.1	45.6± 0.7
	P2	15±7		25,696.7±15,314.1		45±15	
	P3	18.2±7.2		26,759.4±17,655.6		46.1±15.3	
	P4	22.1±8.2		23,728.5±16,724.3		45.4±15.1	
Otoño	P1	4.4±2.8	5.2± 0.6	23,834.6±15,755.6	24,311.3 ± 2,449.3	40.5±15.2	38.6± 1.1
	P2	4.9±3		21,284.8±15,442		37.5±15	
	P3	5.5±3.5		28,121.1±19,633.7		37.9±13.6	
	P4	6.1±4.2		24,004.9±17,932.1		38.4±13.2	

**Tabla 6. Promedios estacionales del número de SCMs, su tamaño y velocidad en la región Suroeste
P1: prueba 1, P2: prueba 2, P3: prueba 3, P4: prueba 4 y su promedio**

Estación	Pruebas	Número	Prom	Tamaño promedio (km ²)	Promedio (km ²)	Velocidad promedio (km/h)	Promedio (km/h)
Invierno	P1	0.04±0.2	0.1±0.03	13,475.8±0	23,277±13,403	48.2±0	51.3±4.9
	P2	0.1±0.4		14,090.6±2,207.1		48.2±0.2	
	P3	0.04±0.2		22,026.9±0		48.4±0	
	P4	0.08±0.3		12,071.5 ±7,704.2		59.7±13.9	
Primavera	P1	16.5±5.9	20.8±3.4	25,032.7±16,479.4	24,231.2±1,712.7	41.6±13.7	40.9±0.6
	P2	19.6±6.8		22,082.8±16,062.7		40.8±13.5	
	P3	21.4±6.4		26,573.3±18,686.8		41±13.4	
	P4	25.8±7.4		23,236.1±17,464.9		40±12.9	
Verano	P1	46.8±14.2	58.8±9.4	23,649.3±16,394.6	22,978.4±1,388.8	40.4±12.9	40.5±0.2
	P2	54.8±16		20,674.6±15,545.6		40.2±12.7	
	P3	61±13.5		24,353.7±16,392.9		40.7±13.2	
	P4	72.5±15.4		23,236.1±17,464.9		40.6±13.4	
Otoño	P1	5.9±3.6	7.6±1.3	24,813.4 ± 15,700.23	24,388.6±1698.2	36.3±12.9	36.4±0.2
	P2	7.3±4		22,121.7 ± 14,641.44		36.1±12.4	
	P3	7.9±4.5		26,813 ± 19,536.7		36.6±12.4	
	P4	9.4±5.1		23,806.2 ± 18,686.6		36.6±12.7	

3.3. Frecuencia relativa horaria del inicio de SCMs por región

Los resultados obtenidos utilizando diferentes umbrales de BT y de área mínima coinciden en todas las regiones. Para la región del noreste, aproximadamente el 20% de los SCMs se forman entre las 15 hrs y las 18 hrs (hora local). Por su parte, el 40% de los SCMs se forman entre las 18 hrs y las 21 hrs (hora local). Además, ~10% de los SCMs se forman entre las 21 hrs y 24 hrs, mostrando que la actividad convectiva se forma preferentemente después de las 15 hrs (Figura 3.2a). En el noroeste, más del 50% de los SCMs se forman entre las 18 hrs y las 21 hrs, siendo menos del 20% su formación en horas anteriores (15hrs-18 hrs) u horas posteriores (21 hrs y 24 hrs) (Figura 3.2b). En la región del centro, es interesante notar que menos del 10% de los SCMs se pueden formar entre las 0 hrs y 3 hrs (hora local). La mayor parte de la formación de los SCMs ocurre durante la tarde. Por ejemplo, menos del 10% ocurre entre las 15 hrs y las 18 hrs. Además, más del 40% de los SCMs se forman entre las 18 hrs y las 21 hrs y menos del 15% ocurre después de las 21 hrs (Figura 3.2c). En la región del sureste, ~70% de los SCMs se forman entre las 15 hrs y las 21 hrs (Figura 3.2d). Por su parte, la región del suroeste muestra un comportamiento diferente. Más del 55% de los SCMs se forman entre las 18 hrs y las 24 hrs, pero ~15% puede ocurrir durante las primeras horas de la noche (entre las 0hrs y las 3 hrs) (Figura 3.2e). De acuerdo con los resultados anteriores, la formación de los SCMs ocurre principalmente después de las 15 hrs en todo el país. Sin embargo, alrededor del 10% de los SCMs podrían ocurrir en las primeras horas del día.

También se obtuvieron las frecuencias relativas de la hora de inicio por estación (Apéndice 2), revelando que el comportamiento de los SCMs entre la temporada cálida-húmeda y fría-seca coincide en la mayoría de los casos. Esto confirma un ciclo de vida de los SCMs fuertemente regulado por las condiciones de la capa límite, que poseen un ciclo diurno de la temperatura y la humedad de la tropósfera baja y media. Durante la primavera y el verano, los SCMs, con excepción del sureste, inician con mayor frecuencia hacia las últimas horas de la tarde y primeras horas de la noche. En el sureste, los SCMs tienden a comenzar antes, a partir de las 15 h. En cambio, las frecuencias menores ocurren entre las primeras horas de la mañana para el noreste y sureste del país, y este comportamiento se extiende hasta el mediodía para el noroeste y el suroeste. Sin embargo, en el centro, a partir de la media noche dejan de formarse los SCMs. Por otro lado, durante el otoño, los SCMs del centro, noreste y del sur de México inician con mayor frecuencia a

últimas horas de la tarde, mientras que en el noroeste esto se recorre hacia las 15 hrs. En cuanto a las horas con menores frecuencias registradas, éstas corresponden a las primeras horas de la mañana (entre las 6 hrs y las 9 hrs). Finalmente, en el invierno, a excepción del sureste, los SCMs inician a partir de las primeras horas de la noche (21 hrs) y hasta las primeras horas de la mañana (6 hrs). En el sureste el horario se recorre mostrando una mayor frecuencia de inicio durante la tarde (desde las 15 hrs, hasta las 18 hrs).

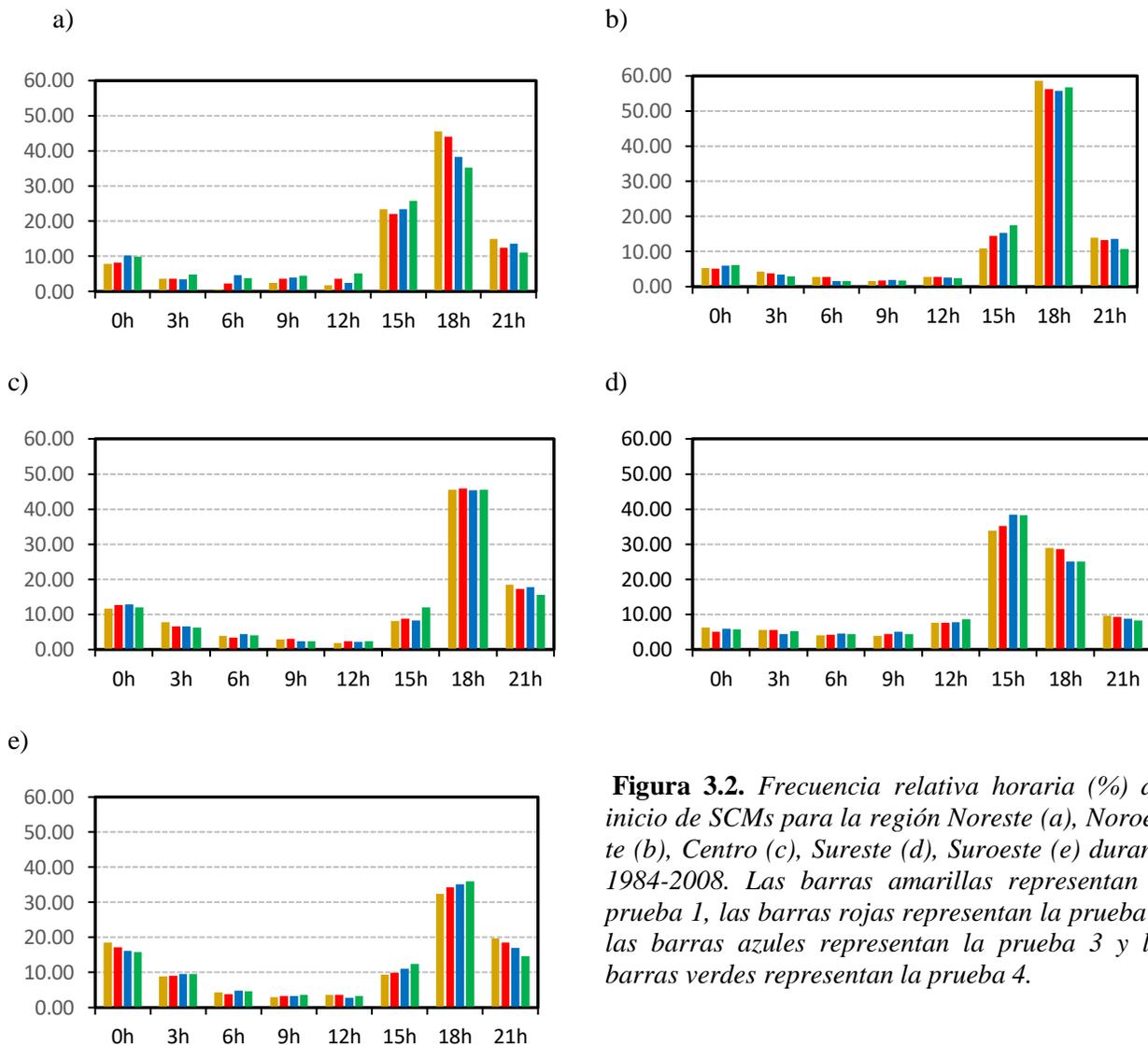


Figura 3.2. Frecuencia relativa horaria (%) del inicio de SCMs para la región Noreste (a), Noroeste (b), Centro (c), Sureste (d), Suroeste (e) durante 1984-2008. Las barras amarillas representan la prueba 1, las barras rojas representan la prueba 2, las barras azules representan la prueba 3 y las barras verdes representan la prueba 4.

3.4. Frecuencia anual de SCMs por región

La frecuencia anual de los SCMs en las regiones de México presenta una variabilidad bien definida. En la región del noreste, los SCMs pueden variar desde 1 hasta 32 SCMs anuales, en el noroeste de 6 a 71, en el centro de 15 a 78, en el sureste de 10 a 60 y en el suroeste de 36 a 141. De acuerdo con el Índice Oceánico del Niño (ONI, por sus siglas en inglés) reportado por la NOAA, los promedios del índice para los meses de mayo a noviembre de 1984 al 2008, reportan 2 episodios fuertes de la fase cálida del ENSO (valores del índice mayores a +1.0) en 1987 y 1997 y 2 episodios fuertes de la fase fría (valores del índice menores a -1.0) en 1988 y 1999. Cuando la fase cálida del ENSO (El Niño) se presenta, los frentes fríos incrementan su actividad durante el invierno y primavera (Magaña et al. 1998), favoreciendo posiblemente la formación de SCMs en el norte del país.

Como se observa para el norte de México (Fig. 3.3a y 3.3b), hay un comportamiento opuesto entre el noroeste y el noreste durante el evento de El Niño fuerte de 1987, pues las cuatro pruebas indican que hubo un decremento promedio respecto a la media de SCMs del ~43% en el noroeste; mientras que en el noreste hubo un incremento promedio del ~34%. También el centro mostró un incremento promedio del ~8% durante este año. Sin embargo, el sur presentó una ligera disminución (0.3%) de SCMs, mientras que el sureste fue de 2.3%. Por otro lado, durante El Niño de 1997, todo el país resintió una disminución promedio en los SCMs del 45% en el noreste, del 34% en el noroeste, del ~42% en el centro, del ~36% en el sureste y del ~38% en el suroeste.

En cuanto a los eventos de La Niña fuerte (fase fría del ENSO), como en 1988, hubo una disminución del 7% de los SCMs en el noreste y del 12% en el noroeste. Sin embargo, desde la región centro hasta el sur del país, durante este año hubo un aumento del ~18% en el centro, 12% en el sureste (siendo uno de los años con un valor máximo para esta región) y del 1.33% en el suroeste. Por otro lado, durante La Niña de 1999, todo el país tuvo un decremento promedio en la frecuencia de SCMs de ~48% en el noreste, del 30% en el noroeste, del 37% en el centro, del ~22% en el sureste y del 18% en el suroeste.

Cabe resaltar que los años de un ENSO fuerte solo explican los valores mínimos de 1997 para el suroeste y noreste, pero no explican la variabilidad de otros años como los mínimos registrados en 1986 en el noreste, centro y sureste, los valores del noroeste y suroeste en 1991 y los valores mínimos en el norte del país durante 1995. De igual manera, no existe una relación estrecha con

los máximos registrados en el noroeste, centro y sur del país durante 1994, en el centro y oriente del país (noreste y sureste) durante el 2002, entre otros. Los años anteriormente mencionados corresponden a fases El Niño o La Niña débiles (valores del ONI entre ± 0.5 - ± 0.99). Por lo que, la variabilidad de los SCMs está relacionada posiblemente con otras teleconexiones que podrían ser atenuadas/fortalecidas por otras variabilidades de alta frecuencia (por ejemplo, la MJO).

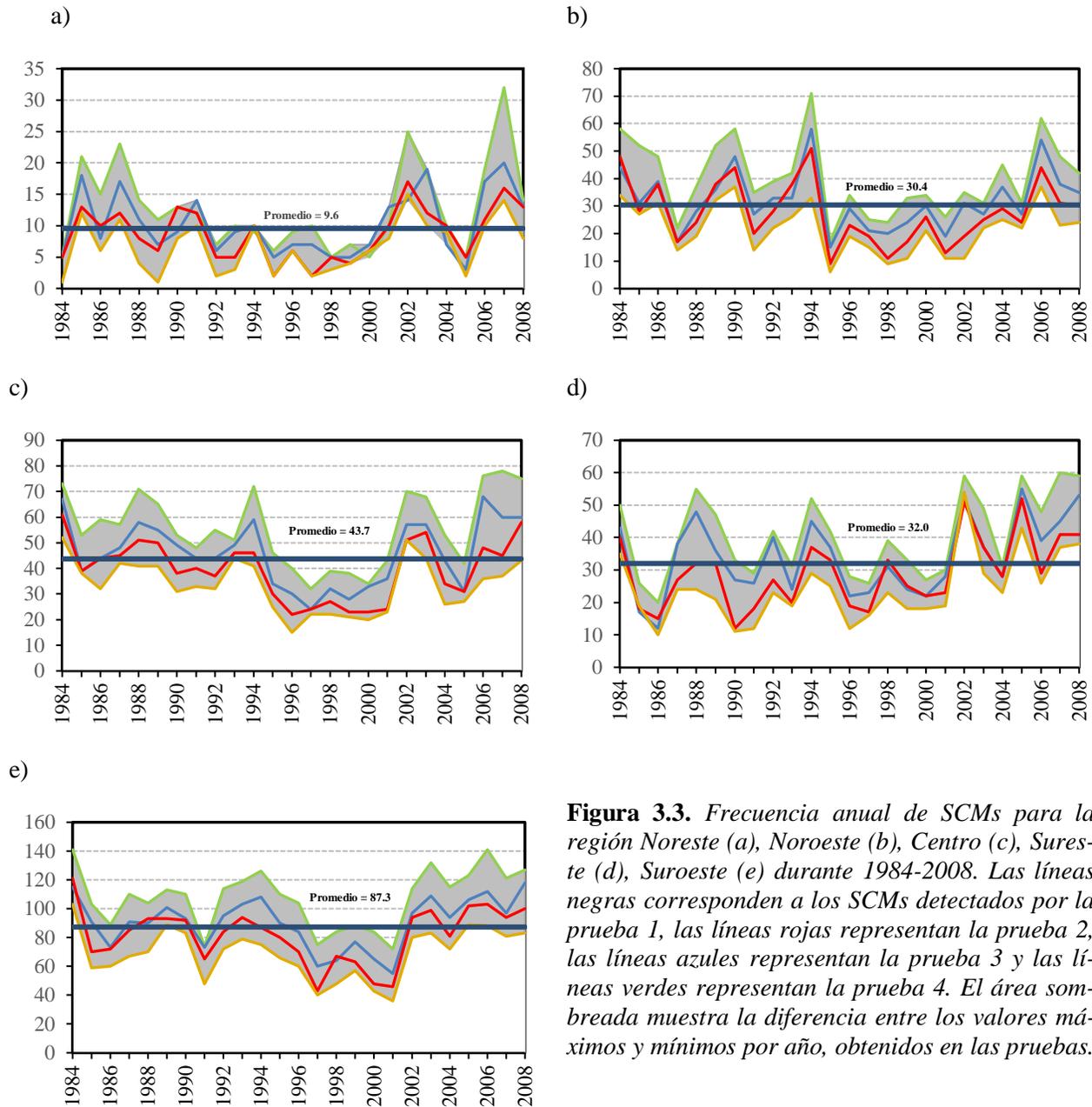


Figura 3.3. Frecuencia anual de SCMs para la región Noreste (a), Noroeste (b), Centro (c), Sureste (d), Suroeste (e) durante 1984-2008. Las líneas negras corresponden a los SCMs detectados por la prueba 1, las líneas rojas representan la prueba 2, las líneas azules representan la prueba 3 y las líneas verdes representan la prueba 4. El área sombreada muestra la diferencia entre los valores máximos y mínimos por año, obtenidos en las pruebas.

3.5. Comportamientos estacionales de las variables meteorológicas al inicio de los SCMs

Los primeros puntos detectados por la técnica de rastreo sirvieron para analizar las condiciones sinópticas en las que ocurrió su formación. Se utilizó una región de $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ para definir el valor de las variables meteorológicas que influyeron en este proceso.

3.5.1 Cizalladura del viento entre los 1000 y 700 mb

Houze (2014) señala que, la magnitud de la cizalladura en el entorno de la tormenta a niveles bajos determinará la naturaleza de las tormentas. Los valores de las cizalladuras cercanas a cero corresponden a celdas convectivas individuales. Las tormentas multicelulares tienen valores de 15 m/s y las supercélulas tormentosas tendrán valores entre 25 y 45 m/s.

Durante el invierno (Fig. 3.4a) en el centro y sur de México, los SCMs que se forman ocurren en un entorno con cizalladura baja (entre 6 y 14 m/s). Lo que podría indicar que, durante las primeras horas de vida, el SCM está conformado por tormentas individuales y dispersas. También, puede apreciarse que al sur de USA se presentan las cizalladuras mayores a 28 m/s. En la primavera (Fig. 3.4b), los SCMs se desarrollan en entornos de baja cizalladura (3-6 m/s), siendo muy pocos casos los que superan los 10 m/s. En el sureste de México, los valores de cizalladura superan los 10 m/s (celdas convectivas jóvenes poco organizadas). Esto podría estar vinculado al paso de frentes fríos y al primer pico de la intensificación del CLLJ que ocurre en febrero, manteniendo las condiciones idóneas en la Península de Yucatán para desarrollar una cizalladura más intensa.

Durante el verano (Fig. 3.4c), los valores mayores a 8 m/s predominan en la región sur, centro y noroeste del país, sobre todo en las regiones costeras. En la costa oeste del país, los SCMs jóvenes muestran un incremento en su frecuencia en entornos de cizalladuras iguales o mayores a 8 m/s, donde existe la Sierra Madre Occidental. Dolores et al. (2019) menciona que las regiones que se encuentran sobre montañas requieren de valores mayores de cizalladura elevados para que la formación de SCMs pueda ocurrir. Los valores de cizalladura también son altos en la costa este del país, principalmente en Veracruz, ya que la mayor parte de la Sierra Madre Oriental se encuentra en este estado. En el noreste del país, no se observa un cambio marcado en los valores de cizalla durante primavera y verano, lo que indica que la convección ocurre de manera desorgani-

zada. Finalmente, en otoño (Fig. 3.4d), en el sur y centro del país predomina una cizalladura débil. En el norte (regiones 1 y 2), hay pocos casos de SCMs y aunque la mayoría también presentan una cizalladura débil, son las regiones en donde también se presentan casos aislados de SCMs que se desarrollaron en entornos de cizalladura moderada (~ 16 m/s). En el noreste, es de esperarse una disminución en los casos de cizalladuras moderadas puesto que, en octubre, el CLLJ se debilita y a partir de este mes comienza a disminuir la frecuencia de SCMs en la región (ver Tabla 1, Capítulo 3).

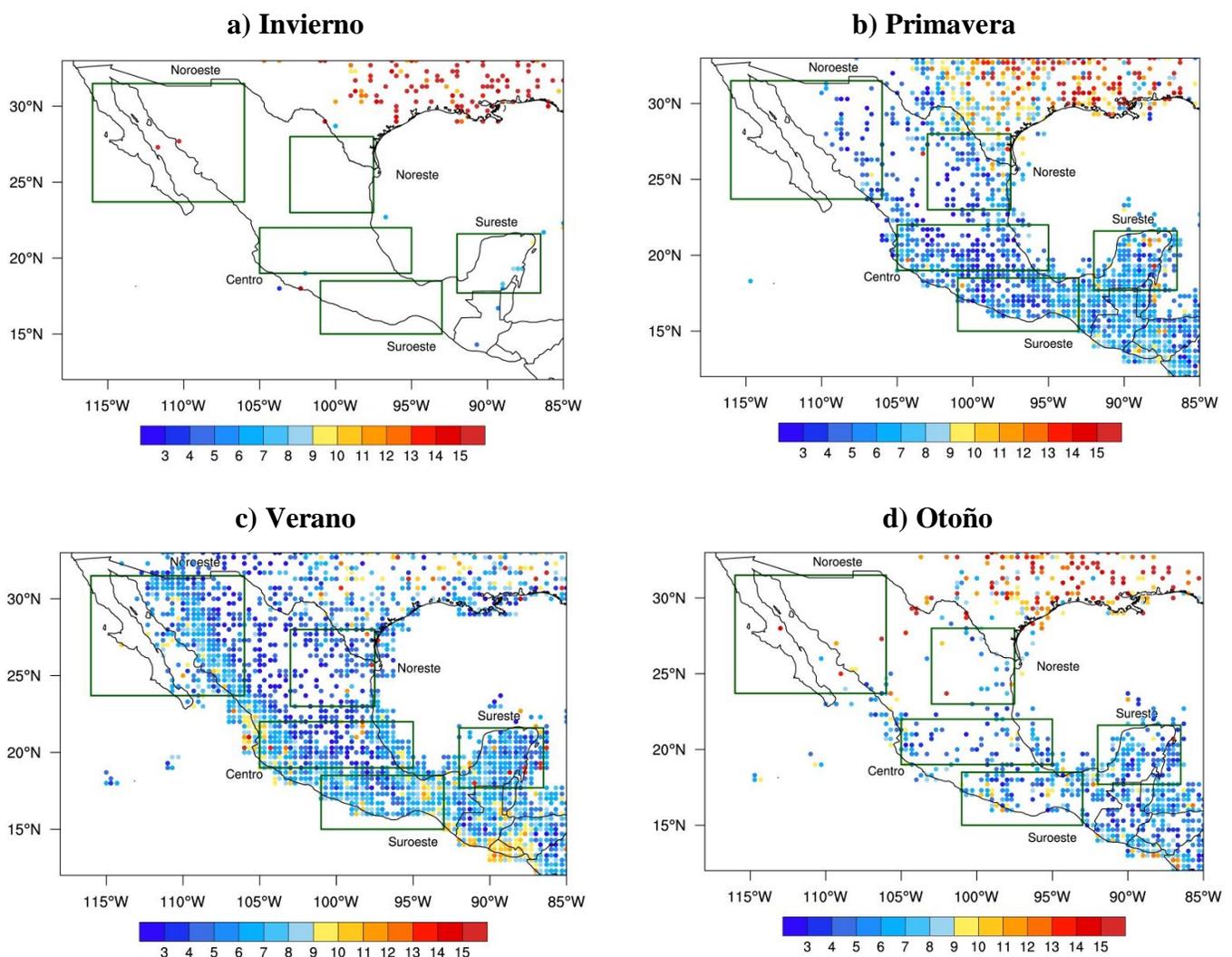


Figura 3.4. Cizalladura del viento en m/s entre los niveles de 1000 y 700 mb. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.

3.5.2 Cizalladura del viento entre los 700 y 400 mb

La cizalladura en niveles medios también es importante para organizar a los SCMs y la convección profunda (Chen et al. 2015). Mientras mayor sea la cizalladura entre niveles bajos y medios (entre 3 y 7 km), esto significará un entorno mayormente favorable para la formación de tormentas individuales o supercélulas.

De acuerdo a la Fig. 3.5, los SCMs presentan un ligero incremento en la magnitud de la cizalladura en niveles 700-400 mb con respecto a los niveles bajos (1000-700 mb) en primavera, verano y otoño. Sin embargo, durante invierno, los valores mayores de cizalladura se presentan en el sureste de USA, mientras que, en el territorio mexicano, la cizalla 700-400 mb aumenta de 2-4 m/s en el sureste de México con respecto a la cizalladura en niveles bajos.

Durante la primavera y el verano (Fig. 3.5b y 3.5c), también hay un ligero incremento de la magnitud de la cizalladura entre niveles medios (valores de 6-9 m/s). Es importante notar que en el este del país durante la primavera, se aprecian algunos casos de cizalladuras entre los 13 y 15 m/s, probablemente debido al paso de los frentes fríos. Sin embargo, durante verano, no existe un incremento de la cizalladura en 700-400 mb en las regiones costeras en comparación con la cizalladura de niveles bajos. Lo anterior es probablemente debido a que las cordilleras ya no son un obstáculo para los vientos en altitudes mayores a los 3500 m, ya que los picos más altos las Sierras Madre Oriental y Occidental rondan los 3200 m (ver Figura 2.1). Por su parte, los SCMs del noreste se forman en ambientes de cizalladura del viento más grande a 700-400 mb en comparación con niveles bajos. Lo anterior podría deberse a la influencia de la CLLJ en niveles de 700 mb.

Durante el otoño (Fig. 3.5d), no existen cambios grandes entre las cizalladuras de 700-400 mb y 1000-700 mb. Únicamente, la región sureste del país registra un ligero incremento de cizalladura igual o mayor a 7 m/s.

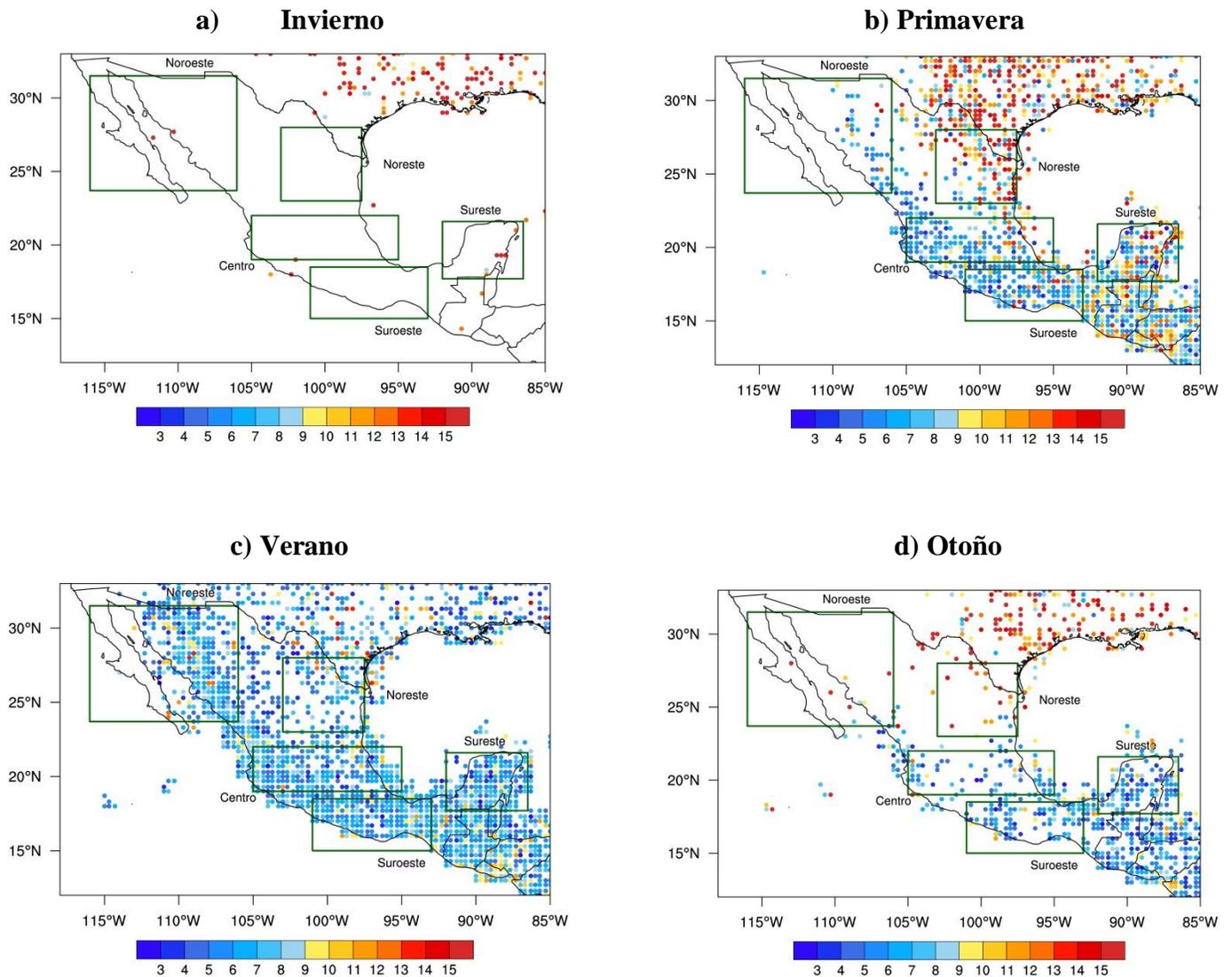


Figura 3.5. Cizalladura del viento en m/s entre los niveles de 700 y 400 mb. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y

3.5.3 Razón de mezcla a los 500 mb

Houze (2014) estableció que la razón de mezcla presenta valores mayores a 0.5 g/kg en alturas superiores a los 4.5 km en las regiones convectivas de los SCMs y de alrededor de 0.1 g/kg en los yunques estratiformes. Estos yunques pueden alcanzar varias decenas de kilómetros en una dirección (Houze, 2014). Durante el invierno (Fig 3.6a), existen muy pocos SCMs y la razón de mezcla a 500 mb (representativa para cada SCM) varía de 0.4 g/kg a 1 g/kg en el noroeste y centro del país, mientras que en el sureste es mayor a 1 g/kg cuando ocurrió su forma-

ción. Durante primavera y otoño (Fig. 3.6b y 3.6d), los valores de la razón de mezcla incrementan en todo el país a una altura de 5.5 km (500 mb). Sin embargo, existe una notoria división entre el norte, cuyos valores oscilan de 0.7- 4.0 g/kg y el centro-sur del país, cuyos valores oscilan de 1.0 - 4.6 g/kg. Lo anterior es debido a que el norte de México es más seco, por lo que los diversos sistemas de mesoescala en combinación con los sistemas sinópticos inducen un mayor ingreso de humedad en la tropósfera media.

En el verano (Fig. 3.6c), la migración de la ZCIT hacia el sur de México, la actividad ciclónica tropical y el paso de las ondas del este causan que la tropósfera esté más húmeda que en invierno y primavera. La razón de mezcla a 500 mb se incrementa por encima de los 4.9 g/kg en el suroeste y sureste. Por su parte, el NAM induce la generación de los SCMs en el noroeste y el oeste de la región central. Por lo que, existe una mayor entrada de humedad en niveles medios (la razón de mezcla oscila entre 2.5 y 4.9 g/kg). Finalmente, la región del noreste también tiene una tropósfera media más húmeda que el resto del año, aunque los SCMs no son tan activos en comparación con las demás regiones del país, incluso pueden existir valores bajos de razón de mezcla (i.e. 2.8 g/kg). Lo anterior, podría indicar que sólo un sistema de vientos, como el CLLJ, sería el responsable de la formación de SCMs en esta región, debido a su transporte de humedad, haciendo que la tropósfera baja sea más húmeda y cálida y por ello se dispare la convección profunda que supere los 5.5 km y humedezca la tropósfera media.

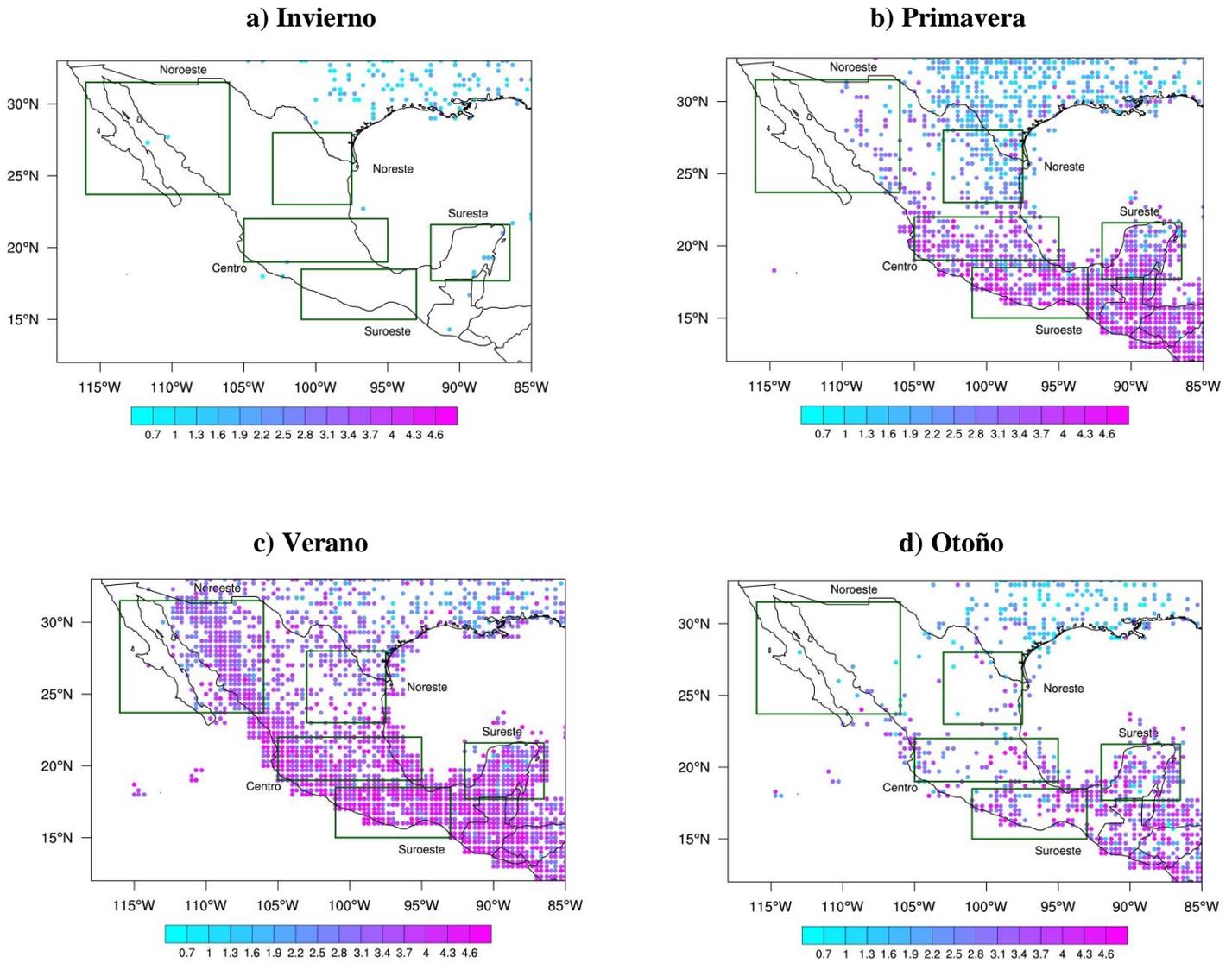


Figura 3.6. Razón de mezcla en g/kg a los 500 mb en: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.

3.5.4 Temperatura potencial equivalente a los 850 mb y 500 mb

De manera general, durante todas las estaciones, el perfil vertical de la temperatura potencial equivalente (θ_e) entre los niveles bajos (850 mb) y los niveles medios (500 mb) durante la formación de los SCMs es ligeramente *positivo* ($\frac{d\theta_e}{dz} > 0$), es decir, la θ_e aumenta con la altura, ya que la θ_e a 850 mb es menor que la θ_e a 500 mb en la mayoría de los casos donde se formaron

los SCMs (Fig. 3.7; 3.8). Lo anterior, podría significar que hay una mayor saturación en los niveles de 500 mb que 850 mb, ya que θ_e aumenta en altura cuando el cambio de fase (de vapor a líquido o de vapor a sólido) aumenta en altura y viceversa, θ_e disminuye cuando la saturación disminuye en altura (Krishnamurti et al., 2013). Lo que demostraría que el uso de $\frac{d\theta_e}{dz}$ como índice de estabilidad es más adecuado para las latitudes medias.

Sin embargo, en latitudes tropicales y subtropicales, el uso de los perfiles de $\frac{d\theta_e}{dz}$ para indicar estabilidad podría no ser adecuado para explicar el desarrollo de la convección en un sitio, por ejemplo, el Caribe (Galvés and Davison, 2016). Mientras más húmedo sea el entorno, la parcela será saturada más fácilmente. Esto favorece la liberación de calor latente por condensación. Sin embargo, conforme el aire ingresa en niveles medios, se expande adiabáticamente y la humedad que contiene comienza a condensarse, incrementando la θ_e en la parcela de aire, haciendo que niveles medios, como 500 mb, tengan aire más saturado que a 850 mb. Por ello, se observan condiciones potencialmente estables en los perfiles verticales de $\frac{d\theta_e}{dz}$ (Krishnamurti et al., 2013).

La diferencia entre la θ_e a 850mb y la θ_e a 500 mb oscila de 2K-10K en invierno (Fig. 3.7^a, 3.8a). Cabe resaltar que el perfil vertical de la θ_e en la región del noroeste es ligeramente negativo, mostrando una atmósfera potencialmente inestable en latitudes próximas a las latitudes medias. Durante primavera, verano y otoño (Fig. 3.7b y 3.8b; Fig. 3.7c y 3.8c, Fig. 3.7d y 3.8d, respectivamente), el $\frac{d\theta_e}{dz}$ muestra un incremento sustancial en casi todo el país.

En los trópicos, la convección esta modulada por la disponibilidad de humedad en niveles medios y bajos de la atmósfera (Grabowski and Moncrieff, 2004). Por ello, es importante tener entradas de humedad en las distintas regiones de México para tener condiciones ambientales favorables para la formación de convección profunda y organizada, como los SCMs.

Durante el invierno (Fig. 3.7a), la θ_e a 850 mb (niveles bajos) alcanza, en promedio, valores menores a 316 K (42.9 °C) y la θ_e máxima tiene valores alrededor de 332 K (58.9°C), debido a la falta de humedad en la tropósfera baja y a la prevalencia de temperaturas bajas en casi todo el país. Durante la primavera (Fig. 3.7b), la θ_e incrementa en todas las regiones de estudio. En la región central de México, los valores incrementan a más de 344K (70.9 °C), debido a que existe un mayor calentamiento de la superficie durante el día, en comparación del invierno.

Durante el verano (Fig. 3.7c; 3.8c), la θ_e a 850 mb alcanza valores de hasta 348 K (74.9 °C) y la θ_e a 500 mb alcanza valores de 355 K (81.9 °C) en el noroeste de México y estos valores en ambos niveles son mayores que en el resto del año sobre esta región. Lo anterior demuestra que el NAM es el principal mecanismo para mantener condiciones altas de humedad en la tropósfera baja y media. En otras regiones del país, como el noreste, centro y sur del país, también hay un notorio incremento de la θ_e . En el sur, la θ_e aumenta debido a distintos forzantes convectivos sinópticos, como la migración de la ZCIT, las ondas del este y los ciclones tropicales, que transportan humedad hasta los niveles medios y favorecen la liberación de calor latente.

Es interesante mencionar que, durante todas las estaciones (invierno, primavera, verano y otoño), existe un contraste marcado entre los valores de la θ_e del norte y centro-sur del país, ya que los valores de θ_e son menores en el norte (donde es menos húmedo) y son mayores en el sur (donde es más húmedo), permitiendo mayor liberación de calor latente. Además, los mecanismos de forzamiento convectivo sólo se presentan en el verano (e.g. NAM en el noroeste; intensificación del CLLJ en conjunto con el forzamiento orogénico de la Sierra Madre Oriental en el noreste; paso de las ondas del este e influencia de la ZCIT en el sur), haciendo los valores de θ_e más altos que en el resto de las estaciones.

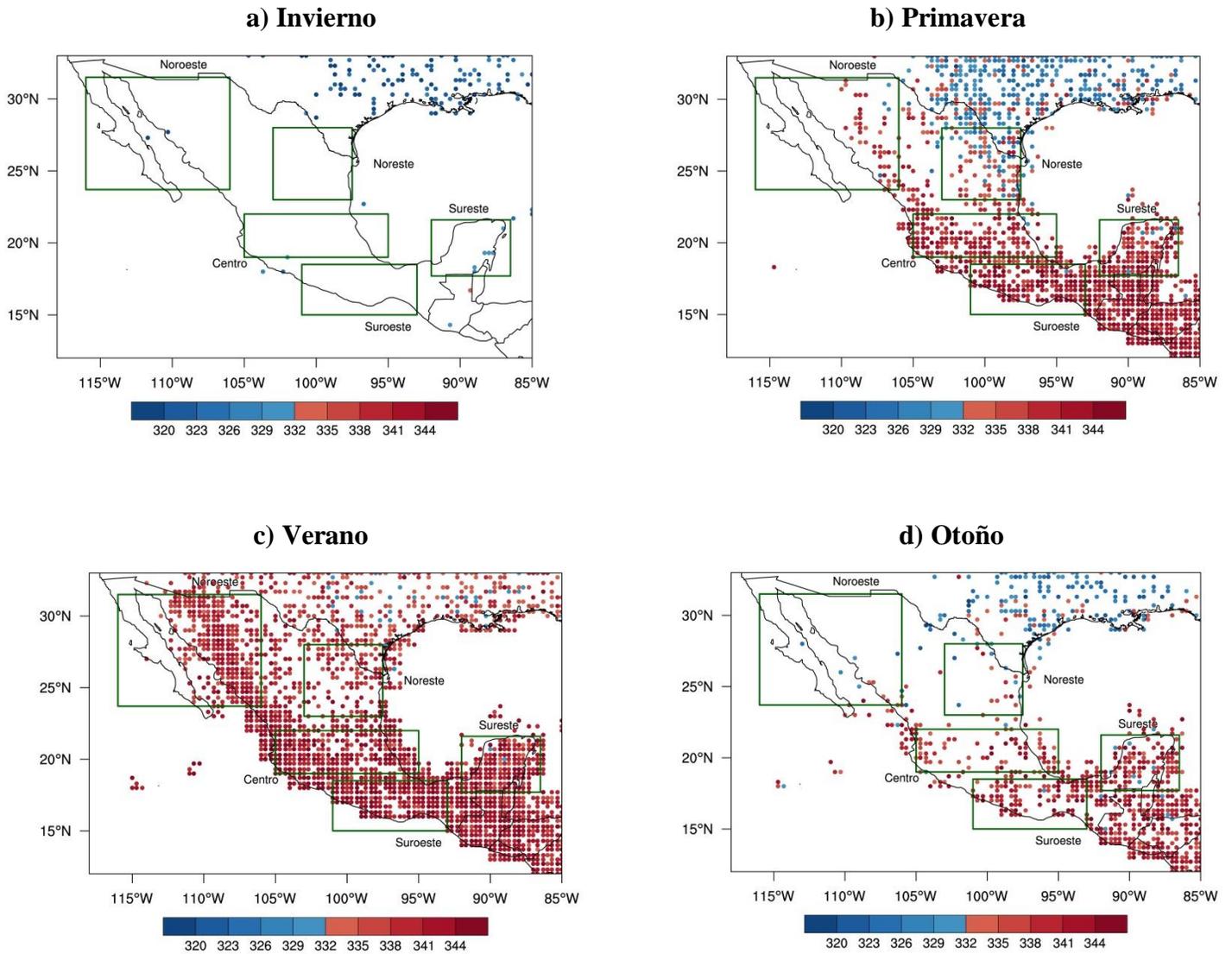


Figura 3.7. *Temperatura potencial equivalente (θ_e) en grados K a los 850 mb en: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.*

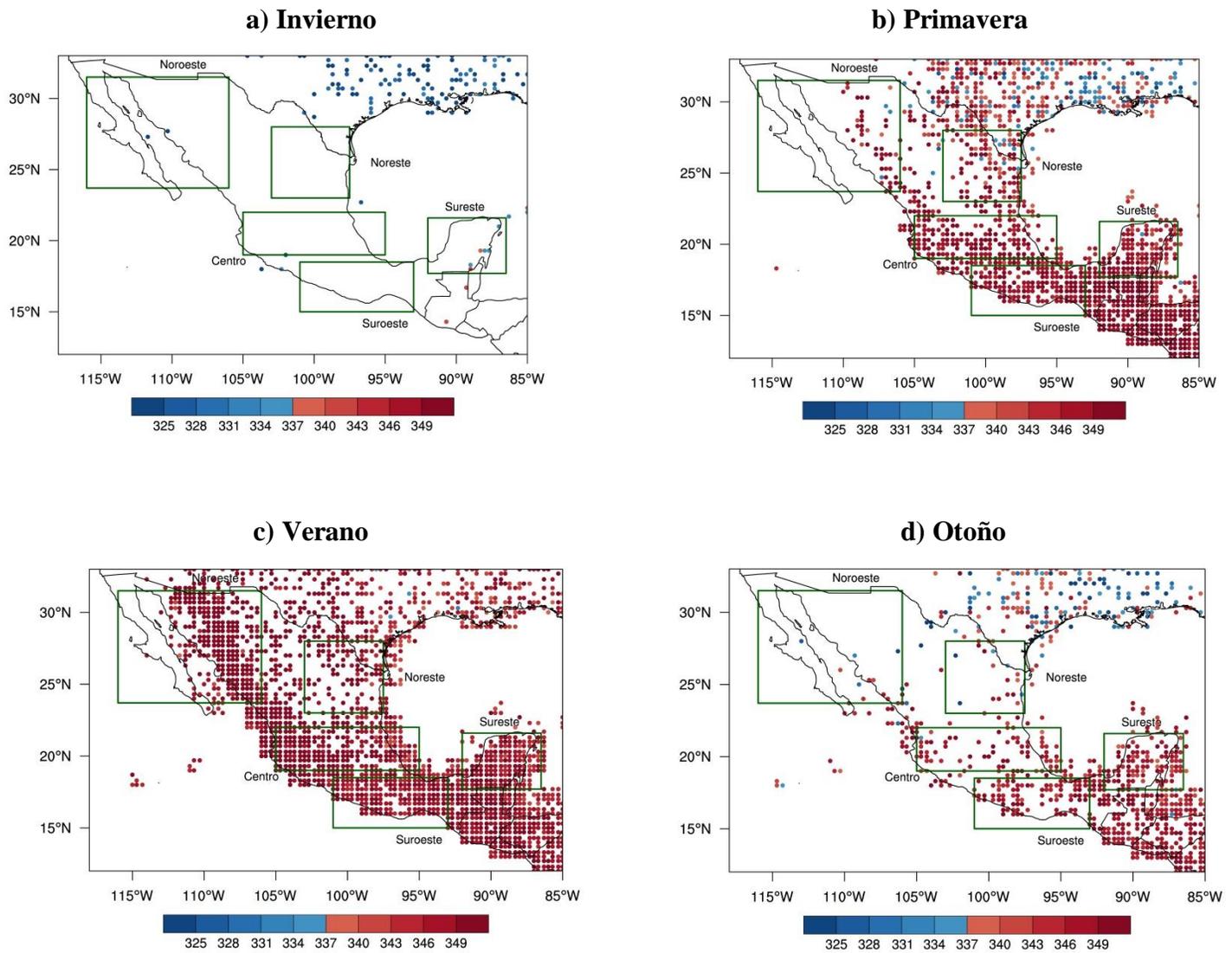


Figura 3.8. *Temperatura potencial equivalente (θ_e) en grados K a los 500 mb en: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.*

3.5.6 Velocidad Vertical del viento a los 500 mb

La velocidad vertical es importante para determinar la convección profunda que se puede desarrollar en la atmósfera. Sus valores negativos significan movimientos ascendentes (convección) y sus valores positivos significan movimientos descendentes (subsistencia).

Los SCMs detectados por la técnica en el primer tiempo que se está analizando (formación) son sistemas que podrían tener un cierto nivel de organización, ya que el tope de las nubes supera los -65°C . Por lo que, podrían estar integrados por celdas convectivas profundas y por yunques de nubes estratiformes. La presencia de humedad en niveles medios implica un mecanismo de retroalimentación positiva que favorece la flotabilidad de las celdas convectivas maduras, que ayudará a mantener las corrientes ascendentes, las cuales pueden llegar hasta 8 m/s (Houze, 2014). Cuando se conforma el yunque estratiforme del SCM, se produce la corriente descendente de mesoescala, resultado del descenso de hidrometeoros que comienzan a partir de los 5 km de altura. Esta corriente descendente tiene magnitudes máximas de hasta -60 cm/s o -40 cm/s (Houze, 2014). Considerando los estudios en México, Cerón-Hernández analizó los SCMs del noroeste sobre el monzón de Norteamérica y encontró que al inicio de los SCMs la tropósfera baja presenta movimientos ascendentes. Sin embargo, tres horas posteriores a la formación se observan movimientos descendentes, posiblemente debido a la formación de las piscinas frías de los SCMs. A continuación, seis horas después de la formación, la subsistencia parece retroalimentar un movimiento ascendente en el frente de racha de los SCMs, induciendo un incremento en la cizalladura entre la superficie y los niveles medios, lo que mantiene la organización de los SCMs. Este comportamiento se observa, sobre todo, cuando los SCMs interactúan con otros sistemas de escala sinóptica que favorecen su desarrollo, como las vaguadas invertidas; cuando no ocurre así, la subsistencia seis horas después es débil así como la retroalimentación en el frente de racha también, desfavoreciendo la cizalladura en la vertical.

Los valores que muestra la figura 3.9 corresponde a los promedios estacionales de la velocidad vertical en un área de $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ ($90,000 \text{ km}^2$, aproximadamente), que representa el ambiente sinóptico. Por lo que, dentro de esta área, se promediaron valores de regiones de ascenso como de descenso dentro de los SCMs; es decir, se obtuvo un promedio de la velocidad vertical de la atmósfera a 500 mb (5.5 km) durante sus primeras horas de vida. Sin embargo, es importante destacar que, dado que los SCMs son tormentas con un radio aproximado de 100 km desde sus cen-

tros, los promedios de $3^\circ \times 3^\circ$ son calculados únicamente sobre 3 puntos a lo largo del radio de los SCMs, por lo que no permite observar a detalle la dinámica de las corrientes ascendentes y descendentes (Cerón-Hernández, 2020).

Durante invierno (Fig. 3.9a), la mayoría de los SCMs en sus primeras horas de vida están dominados por corrientes ascendentes con magnitudes máximas superiores a 36 cm/s. Durante primavera (Fig. 3.9b), en todo el país dominan corrientes convectivas de 30 cm/s o más en los niveles medios de la atmósfera. Sin embargo, se puede observar que algunos SCMs están dominados por ambientes de corrientes descendentes que van de 3-6 cm/s o incluso más.

Durante verano (Figura 3.9c), incrementa la frecuencia de SCMs en todo el país. Los SCMs se forman en entornos con velocidades verticales en dirección ascendente y descendente en todo el país, excepto en el noreste de México (región 2), donde sólo existe un caso con velocidad vertical positiva. Es interesante mencionar que las velocidades verticales positivas de los SCMs que se formaron cerca de la costa en la región noroeste y suroeste pueden estar asociadas a una circulación de brisa terrestre que, aunada a la presencia del forzante orográfico, causan un movimiento descendente cerca de las costas del Golfo de Cortés, donde se ubican los SCMs con velocidades verticales positivas. Lo anterior es apoyado por los resultados mostrados en la figura 3.2, que indica que los SCMs ocurren después de las 18 hrs (hora local). Por último, durante otoño (Fig. 3.9d), se tienden a formar más SCMs localizados hacia el sur del país. Los valores negativos dominan gran parte del país (noreste y centro-sur), aunque existen algunos SCMs que ocurren en movimientos descendentes.

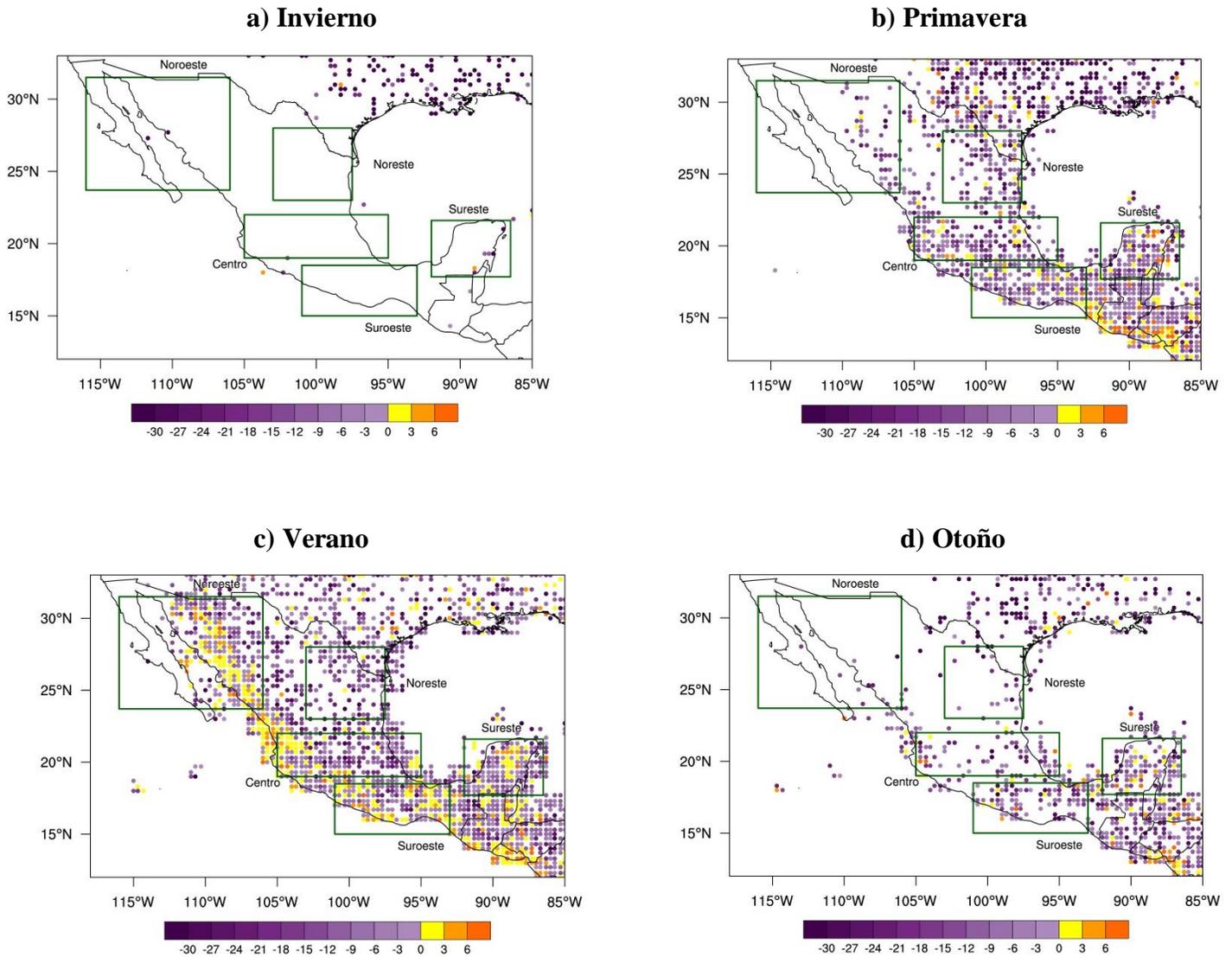


Figura 3.9. Velocidad vertical del viento (Pa/s) en cm/s a los 500 mb. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.

3.5.7. Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE)

Durante invierno (Fig. 3.10a) y otoño (Figura. 3.10.d), la tropósfera se mantuvo estable debido a que está más seca y fría en comparación de primavera y verano. En estas estaciones, los valores máximos del CAPE en los que se formaron los SCMs están entre un $\sim 45.7\%$ y un $\sim 23.8\%$, respectivamente, por debajo de los valores máximos alcanzados en primavera y verano (temporada cálida y húmeda). Los valores máximos de CAPE de los SCMs que se formaron en invierno osci-

lan cerca de los 1140 J/kg, y ocurrieron en el sureste de USA y el sureste de México. La formación de estos SCMs está influenciada por el paso de frentes fríos que pueden generar fuertes corrientes ascendentes y descendentes por la interacción de una masa caliente con una masa de aire frío, que a su vez favorece la convección profunda en estas regiones.

Durante primavera (Fig.3.10b), las condiciones son más propicias para el desarrollo de SCMs en el país, especialmente en el oriente (noreste, sureste, y la parte oriental del centro de México), ya que los valores de CAPE son superiores a los 2100 J/kg, mientras que el resto del territorio nacional tienen valores menores a 1000 J/kg. Lo anterior podría deberse a los procesos de calentamiento superficial y de flujos turbulentos que promueven la inestabilidad de la tropósfera baja y media. En menor medida, también podría deberse a que la región oriente del país aún está influenciada por el paso de frentes fríos y la llegada de las primeras ondas del este, que transportan humedad y propician condiciones inestables en el centro-sur del país.

Por su parte, durante verano (Fig. 3.10.c), los valores de CAPE de los SCMs que se formaron en México superaron los 2100 J/kg. Cabe resaltar que los valores más altos están ubicados en la región del noroeste, a lo largo de la Sierra Madre Occidental, y en el sureste. El forzante orográfico y el Monzón de Norteamérica juegan un papel principal en la generación de ambientes ideales que den origen a los SCMs (Cerón-Hernández, 2020). Por su parte, en la región del sureste, las ondas del este, los ciclones tropicales y los canales de bajas presiones pueden estar jugando un papel principal en el transporte de humedad y organización convectiva que propicie la formación de los SCMs (Domínguez et al. 2020).

Sin embargo, es importante resaltar que los valores mostrados en verano (Fig. 3.10) están subestimados con respecto a los mostrados en trabajos anteriores que utilizaron radiosondeos (Farfán et al., 2020). Los valores de CAPE muestran una diferencia estacional en el comportamiento de los valores de CAPE durante las primeras horas de formación de los SCMs. Sin embargo, esta subestimación de CAPE puede estar relacionada con una falta de representación realista del relieve continental de México en el modelo que usa el ECMWF para producir el reanálisis ERA5. Así mismo, el CAPE disminuye conforme la convección profunda se desarrolla, por lo que, para obtener los valores representativos de los entornos potenciales para la generación de SCMs, deben extraerse aquellos previos a su formación. Por último, durante otoño, los valores de CAPE están por encima de los valores registrados en invierno desde 100 J/kg hasta 460 J/kg. En el centro y

sur del país, CAPE puede superar 1300 J/kg. En conclusión, algunos valores de CAPE pueden alcanzar 1600 J/kg durante otoño. Sin embargo, este valor no es característico de una convección profunda, pudiendo estar relacionado con las limitaciones del reanálisis.

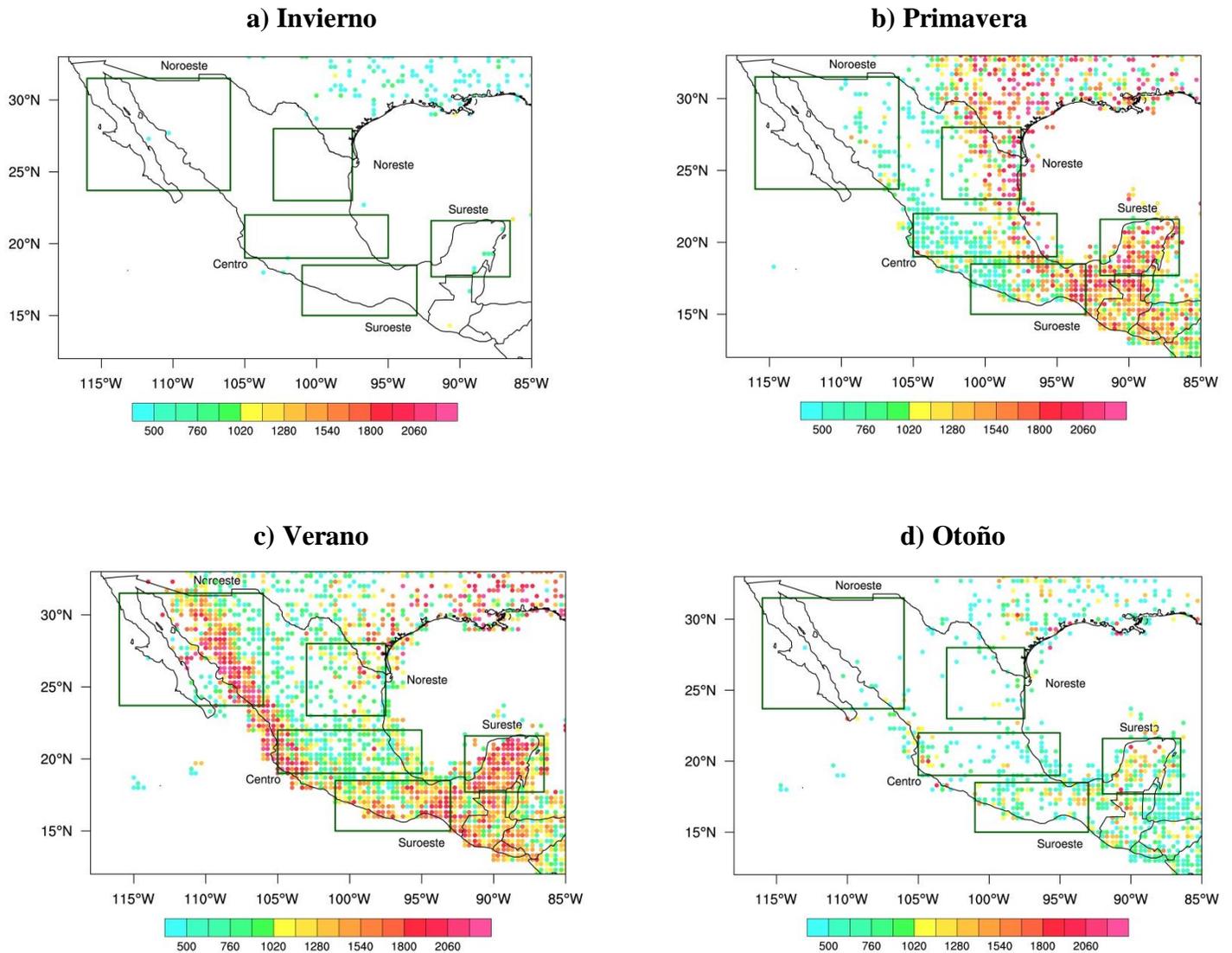


Figura 3.10. Energía potencial convectivamente disponible (J/kg) durante: a) invierno, b) primavera, c) verano, d) otoño. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.

3.6. Índice Gálvez-Davison: diagnóstico de entornos ideales para el inicio de SCMs en México.

Dada la naturaleza tropical de la atmósfera en México, el GDI podría ser una herramienta útil para diagnosticar lugares que tengan la capacidad de desarrollar SCMs. En este caso, el detonante de la flotabilidad en una región es la humedad que ingresa en niveles medios a partir de forzantes convectivos. Para ello, se calcularon los valores del GDI (ver Apéndice 1) durante las primeras horas de vida de los SCMs, realizando un promedio del área $3^\circ \times 3^\circ$, que se mencionó previamente. Cabe resaltar que estos valores corresponden al momento en que se formó el SCM y no corresponde a la formación de nubes cumulonimbos, sino más bien a la integración de la convección estratiforme con la convección profunda, ya que por lo menos los topes nubosos alcanzan -65°C . Los valores altos de GDI implican condiciones favorables para la convección (ver Tabla 2, Capítulo 2); es decir, puntos en donde θ_e incrementan con la altura ($\frac{d\theta_e}{dz} > 0$, ver Fig. A.1, regímenes de *No TWI* o *Weak TWI*).

En el caso de las primeras horas de vida de los SCMs de invierno (Fig. 3.10a), la mayor parte de los valores del GDI en el país son positivos. En el noroeste, los valores mínimos oscilan entre 8.1 y 13.5, indicando que los entornos son favorables para la convección superficial aislada o dispersa, con una duración breve. En el sureste, los valores del GDI oscilan alrededor de 30, implicando condiciones favorables para la convección poco profunda, dispersa y que tenga tormentas eléctricas aisladas.

Durante la primavera (Fig. 3.10b), la θ_e aumenta conforme se adquiere mayor altura (Figura. 3.7b y 3.8b), indicando un régimen de entorno favorable para la convección. Lo anterior coincide con los valores de GDI mayores a 15 que se observan en todo el territorio nacional (Fig. 3.10b). Existe un gradiente positivo del GDI de norte a sur, incrementándose a partir del centro hacia el sur del país. En el norte, se presentan valores que rondan entre los 15 y 55; es decir, los entornos varían desde favorables para la convección superficial aislada o dispersa con algunas tormentas eléctricas aisladas, hasta aquellos potencialmente favorables para formar tormentas eléctricas y convección profunda (valores mayores a 45). Mientras que, en el centro y sur, predominan valores de 35-60, indicando una transición entre ambientes de convección poco profunda (somera) hasta ambientes con un alto potencial de tormentas eléctricas y convección profunda que puede producir lluvias intensas ($\text{GDI} > 45$), durante las primeras horas de vida de los SCMs.

En verano (Fig. 3.10c), los valores del GDI incrementan en todo el país incrementan durante las primeras horas de vida de los SCMs. Es interesante notar que el gradiente en los valores de GDI en el norte y el sur sigue existiendo, mostrando que los entornos varíen capacidad para convección poco profunda hasta ambientes con un alto potencial de tormentas eléctricas y convección profunda. Esto coincide con los incrementos más altos de $\frac{d\theta_e}{dz}$ que se observan en esta época del año (Fig. 3.7c; 3.8c).

Finalmente, durante el otoño, los valores del GDI vuelven a decrecer, adquiriendo valores mínimos de 12-18 (entornos favorables para la convección dispersa y algunas tormentas eléctricas aisladas) sobre todo al norte del país. Algunos valores de hasta 66 se pueden encontrar en el centro-sur de México. Esto demuestra que el GDI si es un indicador adecuado para definir los entornos favorables para ciertos tipos de convección. Además, la variación positiva de θ_e con respecto a la altura concuerda con los valores de GDI, donde un incremento de θ_e con la altura indica una mayor saturación del aire y determina el tipo de convección.

Así mismo, es interesante notar que los resultados de CAPE y GDI difieren cualitativamente. Por ejemplo, durante primavera y verano, CAPE muestra valores máximos en la región oriente del país y el GDI determina que las condiciones ambientales son más favorables para convección más profunda hacia el centro y sur de México. Por otro lado, durante el verano, el GDI se muestra homogéneo en casi todo el país, mientras que el CAPE muestra máximos en las regiones de la Sierra Madre Occidental y al sureste del país. Probablemente, estas diferencias en las regiones favorables para la formación de SCMs muestran que los valores de CAPE deben ser reajustados para que no subestimen los ambientes potenciales para la formación de SCMs, sobre todo durante la temporada cálida y húmeda, como verano. Los resultados de GDI y CAPE durante invierno y otoño son similares. Como trabajo futuro, sería interesante comparar los valores de los topes nubosos de cada SCM (como una métrica de la intensidad de la convección) con los valores de GDI y CAPE.

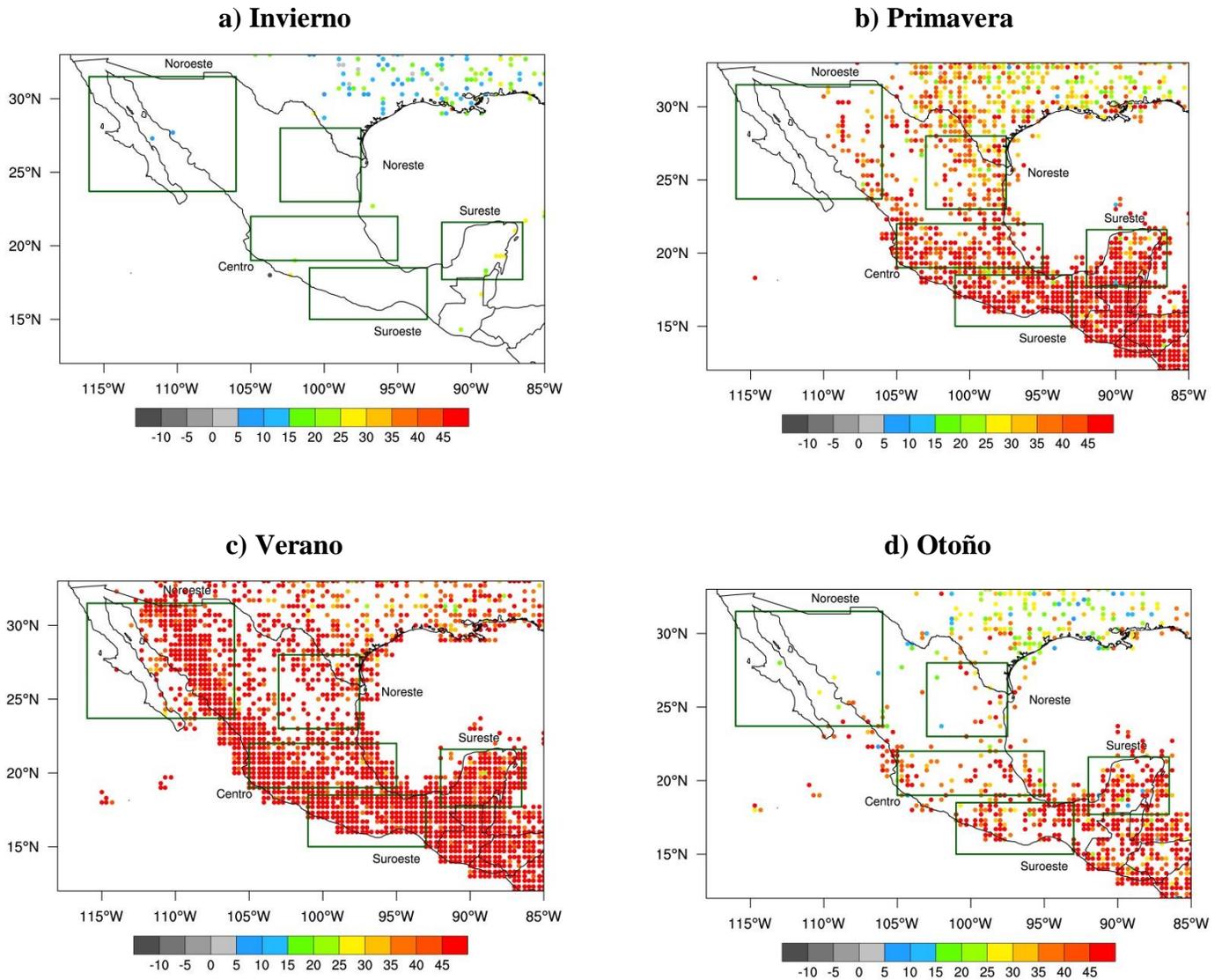


Figura 3.11. GDI durante la formación de los SCMs en: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Los puntos corresponden a la ubicación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en la prueba 1, 2, 3 y 4.

3.7. Climatología de la precipitación producida por los SCMs en México

El análisis de la lluvia que producen los SCMs es importante para determinar su papel en el clima de México. Así, se obtuvo la distribución espacial de la precipitación anual media asociada a los SCMs durante todo su tiempo de vida en el periodo de estudio (1984-2008). Se defi-

nió que la lluvia asociada a un SCM está dentro de su tamaño definido por la técnica desarrollada por Huang et al. (2018), así se hizo el seguimiento para todos los SCMs de las diferentes pruebas. Además, se analizó su contribución (%) a las lluvias anuales y a las lluvias de verano (julio, agosto y septiembre).

La climatología anual de la precipitación para el periodo de 1984-2008, usando los cuatro umbrales impuestos en las diferentes pruebas (Fig. 3.12), muestra que la máxima contribución de los SCMs a las lluvias anuales es del 4% en las cinco regiones. Sin embargo, analizando sólo las lluvias de verano, la contribución de los SCMs es mayor al 24% (Fig. 3.13). Es interesante observar que los SCMs no son importantes para la parte central del norte, pero su relevancia es grande cerca de las costas y al suroeste del país tanto a una escala anual, como estacional. En el norte del país, existen dos núcleos de precipitación importantes en la climatología anual (Fig. 3.12) y la del verano (Fig.3.13), específicamente en la región del Monzón de Norteamérica y en el norte de Tamaulipas (donde se concentra la humedad transportada por el CLLJ en su máximo del verano).

Además, los resultados de la figura 3.12 y 3.13 muestran que las regiones donde existen más SCMs, la contribución a la precipitación es más grande. En el noroeste y el centro, los SCMs pueden llegar a rebasar el número de SCMs en el sureste durante el verano, produciendo así más lluvia al sur de Sonora, Sinaloa y en las costas de Nayarit y Jalisco. También, la velocidad de los SCMs puede influir en la cantidad de precipitación que produzcan, ya que mientras menos tiempo permanezcan sobre una ubicación, menor será su aporte a la precipitación sobre un punto y tenderán a afectar más localidades. Por ejemplo, el centro del país tiene los SCMs más veloces durante invierno y primavera. También, los SCMs del sur son veloces en invierno. Por su parte, los SCMs de las regiones del norte son rápidos en primavera. Durante el verano, los SCMs del sureste son los más veloces. Finalmente, durante el otoño, los SCMs más veloces se encuentran en las regiones del norte (Tablas 2-6).

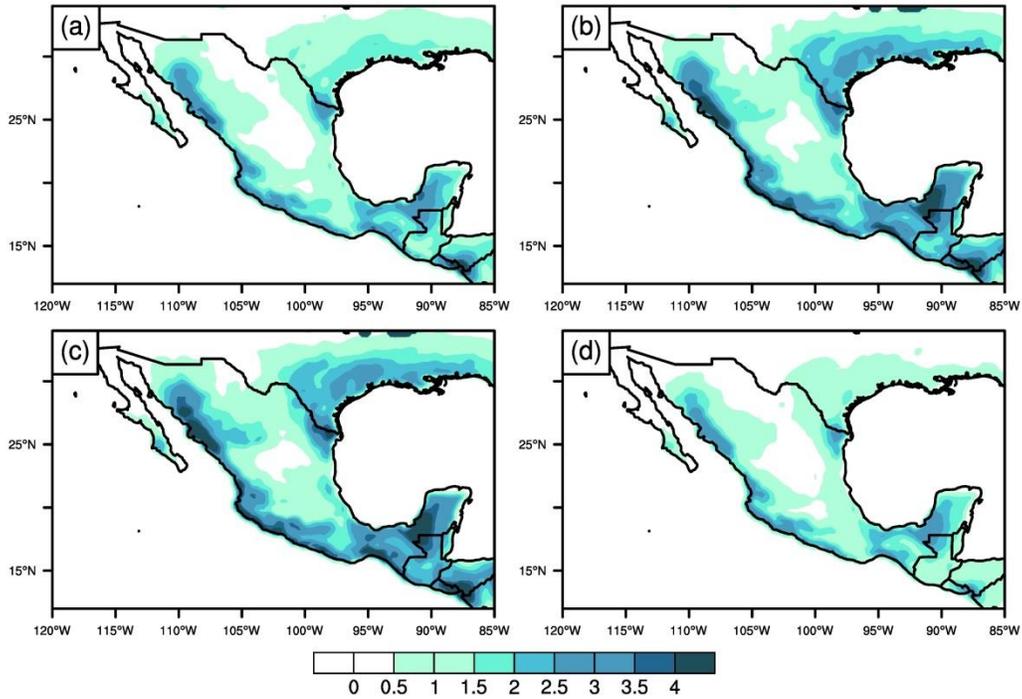


Fig. 3.12. Contribución (%) de los SCMs a la climatología anual de la precipitación, para el periodo 1984-2008. Cada panel muestra los resultados para (a) la prueba 1, (b) la prueba 2, (c) la prueba 3 y (d) la prueba 4.

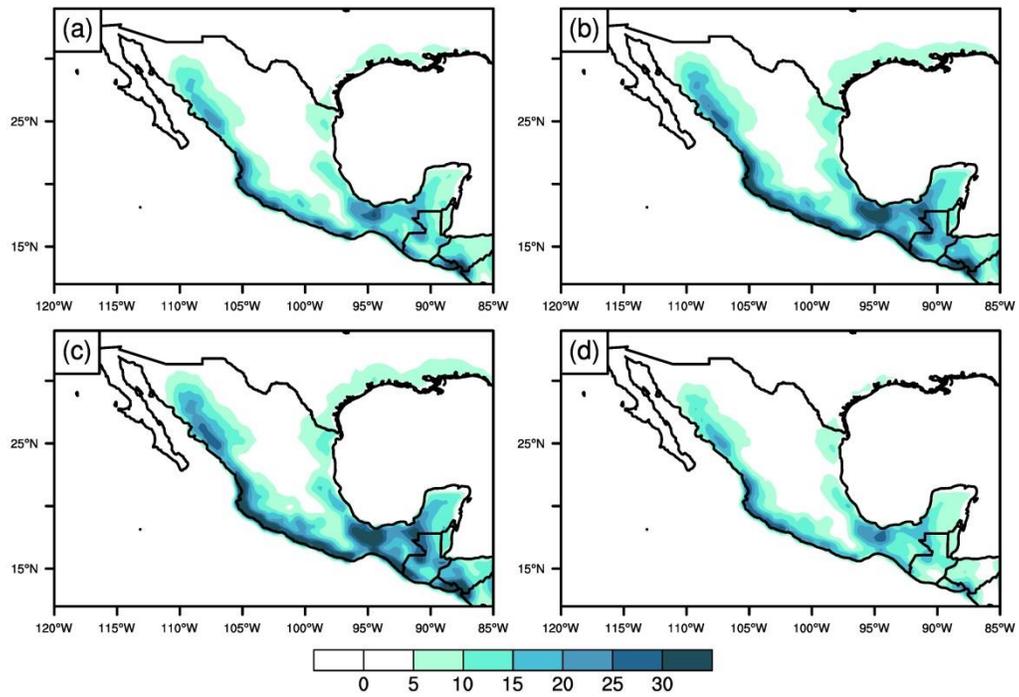


Fig. 3.13. Contribución (%) de los SCMs a la climatología anual de la precipitación de verano (julio-septiembre), para el periodo 1984-2008. Cada panel muestra los resultados para (a) la prueba 1, (b) la prueba 2, (c) la prueba 3 y (d) la prueba 4.

Durante el verano, en el noroeste, los SCMs tienen los tamaños más grandes y las velocidades más grandes que en el resto del país (Tabla 2). Estos tamaños y velocidades influyen en la cantidad de precipitación que producen (Fig. 3.13). Sin embargo, el número de SCMs parece ser la variable más importante para determinar la cantidad de precipitación. Por ejemplo, los SCMs que se forman en el suroeste son pequeños y lentos durante casi todo el año, pero esta región tiene altos porcentajes de contribución de SCMs a la precipitación de verano. Esta región tiene la mayor frecuencia de SCMs del país y por ello, su contribución a las lluvias estacionales es mayor (Tabla 5). Es interesante mencionar que, aunque la región del noreste registró una frecuencia baja de SCMs durante todo el año (Tabla 1), existe una contribución relevante a la precipitación en el norte de Tamaulipas, debido probablemente al transporte de humedad del CLLJ durante su máximo de velocidad que ocurre en el verano y que permite un incremento en el tamaño de los SCMs, como se explicará en la siguiente sección.

Por último, se puede observar que en la prueba 4 (Fig. 3.12d y 3.13d) disminuye la contribución de lluvia en comparación con las demás pruebas de forma uniforme en el territorio. Esto podría deberse a que la prueba 4 ocupó los umbrales de BT y cobertura menos restrictivos, permitiendo que un mayor número de tormentas débiles, en cuanto a cobertura y profundidad de la convección, fueran incluidas en la muestra. Aunque se registre un mayor número de SCMs en esta prueba, la precipitación que producen es débil en comparación con las otras pruebas (Fig. 3.12d; 3.13d). Sin embargo, todas las pruebas coinciden con la distribución espacial de los porcentajes de contribución a la precipitación anual o de verano.

3.8. Impacto del CLLJ en el comportamiento de los SCMs en la región noreste de México

Todas las pruebas realizadas muestran que existe un máximo en la frecuencia estacional de SCMs en el noreste durante los meses de junio a agosto (Figura 3.14). Herrera (2011) menciona que este periodo corresponde a la intensificación del CLLJ a 925 mb en la región del Caribe con impactos en el noreste del país. Así que para estudiar la posible relación entre el periodo de intensificación del CLLJ y el incremento en el número de SCMs en el noreste, se buscaron las fechas en las que existieron pulsos de intensificación de los vientos a 925 mb, que viajan desde la región del Mar Caribe (85°O - 77°O y 10°N - 16°N), donde el CLLJ registra su máxima velocidad, hasta el noreste de México (región 2: 103°O - 97.5°O y 23°N - 28°N); durante los meses de junio a agosto. Además, se buscó una relación entre la llegada del pulso de vientos más intensos y un flujo mayor de humedad que interactuara con el relieve de la región y favoreciera la convección profunda, como los SCMs.

Hasta la fecha, no hay estudios que analicen diferencias temporales entre los máximos de vientos que se registran en el Caribe y en la región del noreste a un nivel de 925 mb. Por ello, la hipótesis se centra en que cuando ocurre un episodio de intensificación del jet (pulso) en el Mar Caribe, se esperaría observar la misma intensificación en días posteriores en el noreste de México. Así que, se plantean como ambientes previos, ideales para la formación de SCMs en el noreste, cuando la intensidad del viento a 925 mb incrementa en el noreste y decrece, al mismo tiempo, en la región del Mar Caribe. Por su parte, se supone que los ambientes posteriores a la disipación del SCM deberían mostrar una disminución en la intensidad del viento a 925 mb en el noreste con respecto a los días previos a su formación. Para determinar la magnitud del viento en las regiones de estudio se empleó la ecuación (2) (ver Capítulo 2, inciso c para más detalle en la metodología).

En total, hubo 123 SCMs que se formaron en la región noreste durante el periodo de estudio en los meses de interés. La Tabla 6 muestra que más del 60% de los SCMs se originaron en periodos previos al debilitamiento de los vientos en el Mar Caribe. Más del 52% corresponden a una intensificación previa de los vientos a 925 mb en el noreste y un debilitamiento de los vientos durante y/o después de la disipación del SCM. De estos casos, 31.7% corresponden a un debilitamiento posterior a la disipación del SCM, es decir, están a favor de la hipótesis de la llegada de un pulso desde el Mar Caribe. Con respecto a los casos que no concuerdan con la hipótesis, 24 SCMs

(19.5%, no mostrados en la Tabla 7) corresponden simultáneamente a un caso de intensificación de los vientos en el Mar Caribe y a un debilitamiento de los vientos en el noreste de México previo a la formación del SCM.

Además, se observó una intensificación de los vientos posterior a la disipación del SCM en el noreste; es decir, estos SCMs se formaron en condiciones contrarias a la hipótesis planteada del pulso que viaja desde el Mar Caribe hacia el noreste del país.

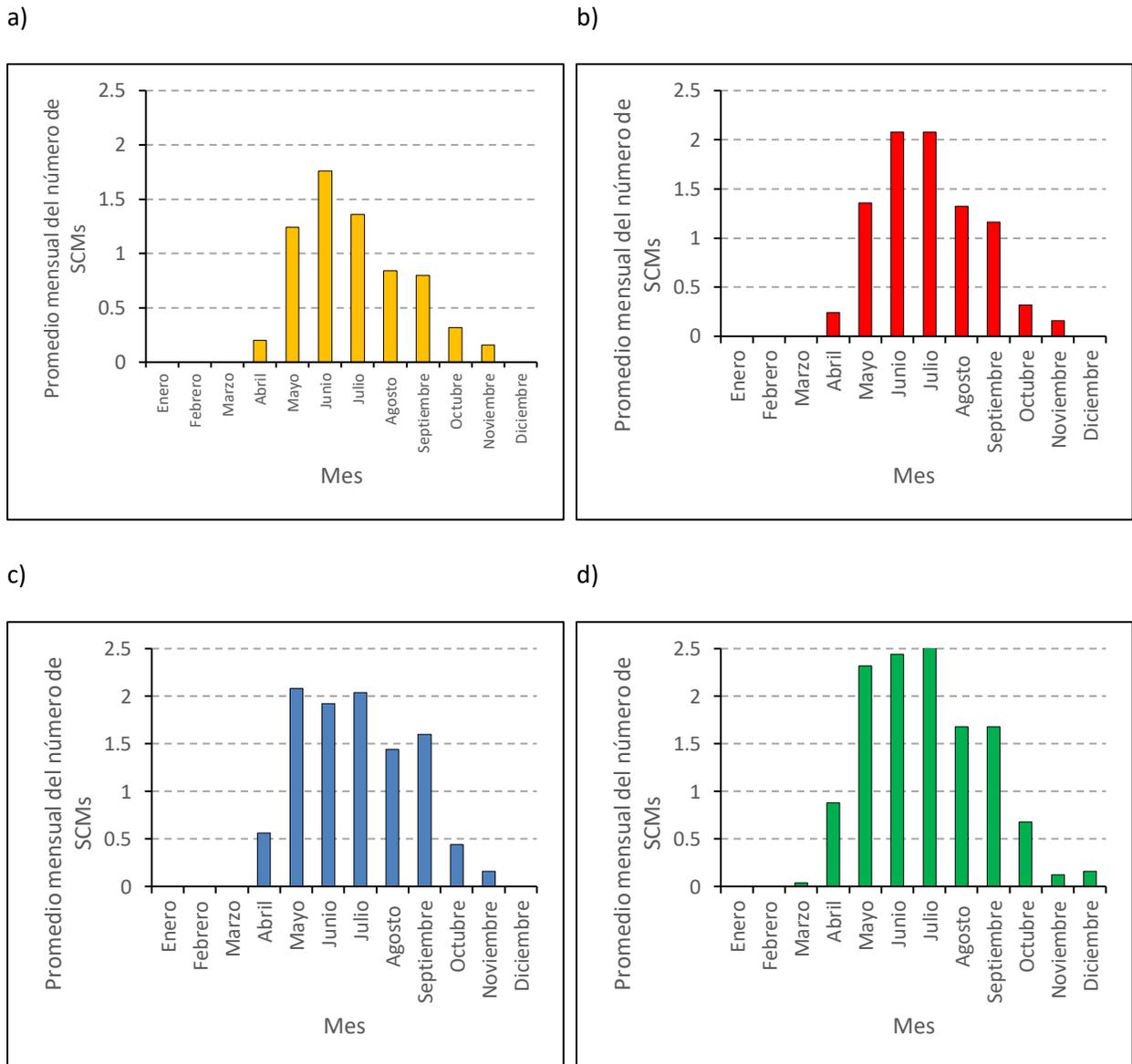


Fig. 3.14. Promedio mensual de SCMs en el noreste de México del periodo de 1984-2008 usando los umbrales de a) la prueba 1, b) la prueba 2, c) la prueba 3 y d) la prueba 4.

Tabla 7. Resumen de resultados tras el análisis de la relación entre la formación de SCMs y la llegada de pulsos de intensificación del viento a 925 mb en el Mar Caribe y el noreste de México.

	Resultados Mar Caribe			Resultados noreste de México		
	Descripción de casos	Número de casos	Porcentaje	Descripción de casos	Número de casos	Porcentaje
Clasificación de Resultados respecto a la hipótesis planteada	Total de casos de SCMs formados en el noreste de México	123	100%	Total de casos de SCMs formados en el noreste de México	123	100%
A favor de la hipótesis	Casos con una menor intensidad del viento antes de la formación de los SCMs, respecto a la intensidad del viento durante y/o después de la formación del SCM.	74	60.2%	Casos con una mayor intensidad del viento antes de la formación del SCM, respecto a la intensidad del viento durante y/o después de la formación del SCM.	65	52.8%
En contra de la hipótesis	Casos con una mayor intensidad antes de la formación de los SCMs, respecto a durante y/o después de su formación.	49	39.8%	Casos con una menor intensidad antes de la formación de los SCMs, respecto a durante y/o después de la formación.	58	47.2%

Con la finalidad de analizar la humedad transportada, por pentada, durante los casos que apoyan la hipótesis (31.7%) vs los casos contrarios (19.5%), se realizaron dos compuestos con datos de humedad específica (q) a 925 mb. Este análisis permitió comparar la cantidad de humedad que existió en niveles bajos durante la formación de los SCMs en ambos tipos de casos. Se encontró que existen vientos más intensos, que corresponden al CLLJ, y mayor humedad en los casos que apoyan la hipótesis (Fig. 3.15a) en comparación con los casos contrarios (Fig. 3.15b). De acuerdo a lo anterior, existe un mayor transporte de vapor de agua desde el Mar Caribe y el Golfo de México hacia el noreste (Tamaulipas y norte de Nuevo León), induciendo una mayor inestabilidad que origina la formación de SCM, en comparación con el compuesto del CLLJ débil sobre el noreste. Como trabajo futuro, podría usarse un modelo de convección permitida para analizar estos casos más a detalle.

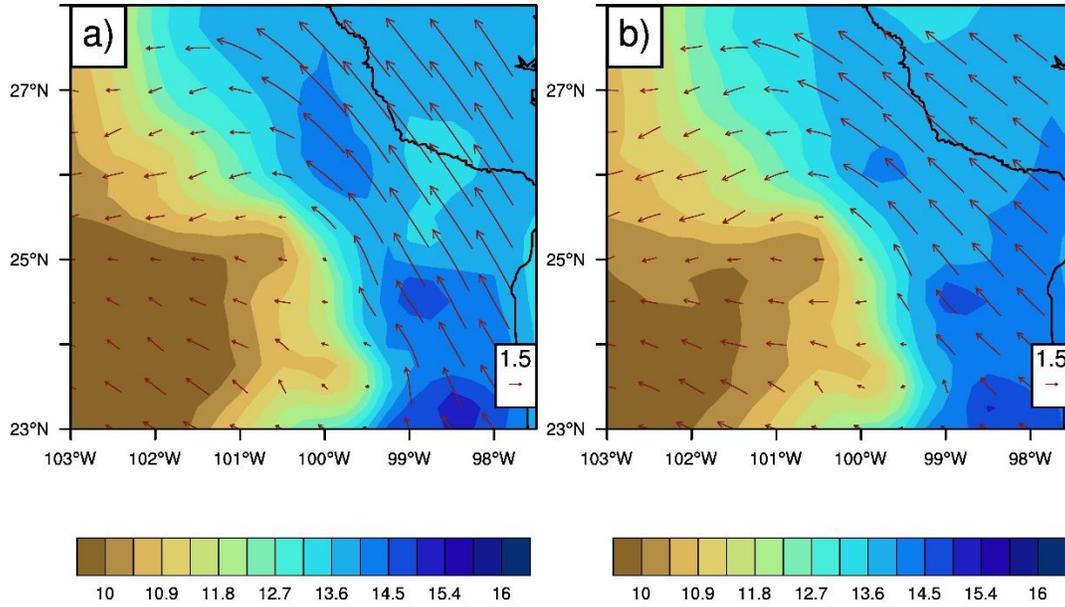


Fig. 3.15. *Compuestos de humedad específica (q) en [g/kg] para la región noreste de México a 925 mb. El compuesto (a) representa el promedio de q durante las pentadas previas a los días de formación de SCMs cuando los vientos a 925 mb se intensificaron en el noreste y se debilitaron en el Mar Caribe (31.7% de los casos). Por su parte, el compuesto (b) representa el promedio de q durante las pentadas previas a los días de formación de SCMs en los que los vientos a 925 mb se debilitaron en el noreste y se intensificaron en el Mar Caribe (19.5% de los casos). En color rojo se muestran los vectores de viento a 925 mb.*

Capítulo 4

4. Conclusiones y Trabajo a Futuro

4.1. Estacionalidad y frecuencia anual de los sistemas convectivos en México

Este estudio analizó la frecuencia anual y estacional de los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) que se formaron en la parte continental de México. Se utilizó la técnica creada por Huang et al. 2018 para rastrear los SCMs y se utilizaron cuatro umbrales: 1) temperaturas de brillo $\leq -68^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima de 5000 km², 2) temperaturas de brillo $\leq -68^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima igual a 3000 km², 3) temperaturas de brillo $\leq -65^{\circ}\text{C}$ y un umbral de área mínima de 5000 km², 4) temperaturas de brillo $\leq -65^{\circ}\text{C}$ y un área mínima de 3000 km².

En el invierno, la frecuencia de SCMs es cercana a cero debido a las condiciones de estabilidad que dominan en el país. Sin embargo, los SCMs ocurren en el sur de México, probablemente asociado al paso de frentes fríos. En la primavera, la tropósfera incrementa su inestabilidad y la frecuencia de SCMs aumenta en todo el país, sobre todo al sureste de México. Al llegar el verano, la presencia del NAM favorece la formación de los SCMs en el noroeste. En el centro-sur, una tropósfera cálida y húmeda, la migración al norte de la ZCIT, el paso de los ciclones tropicales y las ondas del este favorecen mayores entradas de humedad que propician la formación de SCMs. Finalmente, durante otoño en el centro-sur, el número de SCMs vuelven a decrecer, transicionando hacia una tropósfera estable y fría.

También, se encontró que los SCMs son más lentos durante verano, mientras que en primavera son más grandes y veloces en el noreste. En el centro del país, existen más SCMs durante la primavera que en las regiones del norte; y suelen ser más pequeños que los del noreste. En el sureste, los SCMs incrementan en el otoño en comparación con las demás regiones; posiblemente debido a la presencia de otros sistemas tropicales que prevalecen hasta finales de noviembre. Cabe mencionar que el suroeste es la región más activa de formación de SCMs por estación, alcanzando el máximo en el verano y manteniendo un tamaño menor a los $27 \times 10^3 \text{ km}^2$ en todas las pruebas y durante todo el año.

Por su parte, todas las pruebas coinciden en la hora más común de inicio de los SCMs por región, ocurriendo después de las 15 hrs en todo el país. Durante la primavera y el verano, la mayor parte de los SCMs inician hacia las últimas horas de la tarde y primeras horas de la noche, cuando ya

se han presentado las condiciones de inestabilidad necesarias para detonar su formación al sureste, los SCMs suelen adelantar su inicio a partir de las 15 h.

Los resultados muestran una variabilidad interanual de los SCMs durante el periodo de estudio. Durante El Niño fuerte de 1987, existe un decremento respecto a la media de los SCMs en el noroeste, suroeste y el sureste, así como un incremento con respecto a la media en el noreste y al centro. Durante El Niño de 1997, existió una disminución generalizada con respecto al promedio en todo el país. Por otro lado, en La Niña fuerte de 1988 hubo una disminución de SCMs en el norte de México y un incremento en el número de SCMs con respecto al promedio en el centro-sur del país. La Niña de 1999, produjo un decremento en la frecuencia de SCMs. En conclusión, las fases de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) no explican por sí solas la variabilidad anual de los SCMs en México y es posible que su variabilidad esté fuertemente modulada por otras oscilaciones subestacionales, como la Oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés).

Los análisis de las variables meteorológicas, promediadas en un área de 90 000 km² con respecto al punto de formación de los SCMs, muestran que una cizalladura en la capa 1000 mb- 700 mb con valores máximos de ~15 m/s ayudan a la formación de los SCM. Por otro lado, la cizalladura en la capa de 700 mb-400 mb muestra que se incrementa con respecto a la cizalladura en niveles más bajos en la mayoría de las estaciones, con excepción del otoño. En el noreste de México, durante el verano y la primavera, se intensifica la cizalladura en 1000-700 mb y 700-400 mb en comparación con el resto del año. Lo anterior, está relacionado con la intensificación del CLLJ en verano (entre julio-agosto). Se encontró que el 52% de los SCMs ocurren cuando existe una intensificación previa de los vientos a 925 mb en el noreste y a un debilitamiento en los vientos que durante y/o posterior a la disipación del SCM. De estos casos, el 31.7% muestran un mayor contenido de humedad en niveles bajos de la atmósfera en el noroeste. Por su parte, la razón de mezcla a 500 mb y los perfiles verticales de temperatura potencial equivalente con respecto a los niveles bajos y medios demuestran que existen entradas de humedad en niveles medios que favorecen el desarrollo de convección profunda, sobre todo durante la temporada cálida-húmeda del año (primavera y verano). Esto libera calor latente y mantiene cambios positivos en la temperatura potencial equivalente con respecto a la altura entre los niveles bajos (850 mb) y los niveles medios (500 mb) necesarios para la formación de convección profunda asociada a los SCMs. La velocidad vertical muestra regiones de ascenso y descenso en todo el país. Principalmente, en las

zonas cercanas a la costa se puede ver la influencia de la brisa terrestre en la formación de los SCMs. Los valores de CAPE en la formación de los SCMs indican una distinción entre la temporada fría y seca del año (invierno y otoño) y la temporada cálida y húmeda (primavera y verano). CAPE también muestra que las condiciones atmosféricas en el noroeste del país durante verano son favorables para la ocurrencia de convección profunda a lo largo de la Sierra Madre Oriental, relacionado con la presencia del Monzón de Norteamérica. Sin embargo, los valores de CAPE están subestimado en gran parte del país, ya que no indican entornos que favorecen el desarrollo de convección profunda en algunas regiones del país. Por su parte, el índice Gálvez-Davison muestra valores que corresponden a una organización de la convección profunda, como los SCMs, en gran parte del país. Por ello, su uso es más adecuado en comparación de CAPE para determinar lugares donde pueden ocurrir los SCMs.

4.2. Importancia de los SCMs en las lluvias de México

Las cuatro pruebas mostraron que los SCMs contribuyen anualmente hasta 4% al total de las lluvias del país. Por otro lado, si sólo se consideran los meses de verano cuando los SCMs son más activos en comparación de las otras estaciones, la contribución de los SCMs es de hasta 24% a las lluvias de verano en gran parte del país, incluso en algunos lugares superó el 40% (no mostrado aquí). En el centro del país, la contribución a las lluvias de verano oscila alrededor del 4% y 0.4% -2.0% a las lluvias anuales. Por lo anterior, los SCMs tienen una importante contribución (superior al 20%) en diversas regiones de México. En ciudades grandes, como la CDMX, aunque su contribución es baja, es suficiente para producir inundaciones cuando los SCMs afectan la ciudad. Estos resultados indican que los SCMs juegan un papel importante en el clima de verano en el país, ya que producen un porcentaje considerable de lluvia. Por lo que, sería ideal aprovechar estos recursos hídricos, sobre todo en regiones semiáridas y áridas donde el régimen de precipitación es bajo (400 mm acumulados al año). Así como prevenir y gestionar los riesgos hidrometeorológicos asociados al paso de los SCMs (rachas de viento intensas, lluvias extremas y deslaves) en zonas vulnerables.

4.3. Impactos de los resultados en el pronóstico meteorológico de SCMs

El diagnóstico del GDI demostró que su uso es adecuado para determinar los lugares donde se pueden formar los SCMs. Por lo tanto, estos resultados se pueden usar para pronosticar ambientes con potencial de formación de SCMs en México dependiendo de la temporada, ya que el uso de

otras métricas como CAPE o el perfil vertical de temperatura potencial equivalente mostraron tener un diagnóstico erróneo de las condiciones de estabilidad atmosférica, principalmente en las regiones tropicales de México. Sería interesante que se analizaran los valores del pronóstico del GDI usando las salidas del GFS y se evaluara la habilidad que tiene para señalar los lugares con potencial de formación de SCMs.

4.4. Trabajo a Futuro

A partir de los resultados de este estudio, surgen varias preguntas que podrían ser analizadas en un futuro. Por ejemplo, el 52.8% de los SCMs se forman cuando existe una mayor entrada de humedad debido a la intensificación del CLLJ sobre el noreste. Sería interesante analizar los cambios horarios en las variables meteorológicas y su respuesta al forzante orográfico, mediante el uso de modelos de convección permitida. Así mismo, debe estudiarse el posible vínculo entre la variabilidad interanual, como el ENSO, en combinación con otras oscilaciones subestacionales, como la MJO, con la finalidad de mejorar el pronóstico subestacional y tomar acciones de prevención ante el paso de los SCMs. Por último, sería interesante obtener otros valores de CAPE utilizando una topografía realista del país y determinar que tanto cambian los valores de este nuevo CAPE durante la formación de los SCMs en el país.

Referencias

- Adams, D. & Comrie, A. (1997). *The North American Monsoon*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2197-2213.
- Adefisan, E. & Okewu, D. (2018). *Climatology of Satellite-Derived Mesoscale Convective Systems over West Africa*. Journal of Natural Sciences Research, 8, pp.: 58-72.
- Alber, K., Raghavendra, A., Zhou, L., Jiang, Y., Sussman, H. and Solimine, S. (2020). Analyzing intensifying thunderstorms over the Congo Basin using the Gálvez-Davison index from 1983-2018. Clim. Dyn. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05513-x>.
- Algarra, I., Elras, J., Miguez, G., Nieto, R. & Gimeno, L. (2019). *On the assessment of the moisture transport by the Great Plains low-level jet*. Earth System Dynamics, 10, pp. 107-119.
- Andrades, M. & Múñez, C. (2012). *Fundamentos de Climatología*. España: Universidad de La Rioja, Servicio de Publicaciones.
- Arnaud, Y., Desbois, M. and Maizi, J. (1992). *Automatic Tracking and Characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures*. J. A. Meteorol., 31, pp.: 443-453.
- Badner, J. (1979). *Low-Level wind shear: a critical review*. Silver Spring, Md. NOAA technical memorandum NWS FCST, 23.
- Barrett, B., Marin, J. and Jacques-Coper, M. (2020). *A multiscale analysis of the tornados of 30-31 May 2019 in south-central Chile*. Atmospheric Research, 236, 104811.
- Bonavita, M., Hólm, E., Isaksen, L. and Fisher, M. (2016). The evolution of the ECMWF hybrid data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc., 142, pp.: 287- 303.
- Cerón-Hernández, J. (2020). *Influencia de vaguadas invertidas en la formación de Sistemas Convectivos de Mesoescala en el Monzón de Norteamérica*. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Chen, D., Guo, J., Yao, D., Lin, Y., Zhao, C., Min, M. Xu, H. Liu, L. Huang, X. Chen, T. & Zhai, P. (2019). *Mesoscale Convective Systems in the Asian Monsoon Region From Advanced Himawari Imager: Algorithms and Preliminary Results*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 10, pp. 2210-2234.
- Chen, Q., Hagos, S., Fan, J., Larry, B. & Gustafson, W. (2015). Roles of wind shear at different vertical levels, Part I: Cloud system organization and properties: Effect of Wind Shear on MCS. J. Geophysical Research: Atmospheres 120.
- Cook, H. V. (2010). *Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation*. J. Climate, 23, pp.: 1477-1494.

- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), Abril 03, 2020. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
- Copernicus Climate Change Service (C3S). (2016). *New milestone in climate change monitoring: ECMWF unveils ERA5 preview*. Copernicus Climate Change Service. Diciembre, 01, 2020. <https://climate.copernicus.eu/new-milestone-climate-change-monitoring-ecmwf-unveils-era5-preview>.
- Cotton, W. and Anthes, R. (1989). *Mesoscale Convective Systems. Storm and Cloud Dynamic* (593-713). Reino Unido. Academic Press.
- Cotton, W., Bryan, G. & Van den Heever, S. (2011). *Mesoscale Convective Systems. Storm and Cloud Dynamics: The Dynamics of Clouds and Precipitating Mesoscale Systems* (455-526). Reino Unido: Elsevier Inc.
- Desormeaux, Y., Rossow, W., Brest, C. and Campbell, G. (1993). *Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for the International Satellite Cloud Climatology Project*. J. Atmos. Ocean. Technol., 10. pp.: 304-325.
- Díaz, S. (2019). *Introducción: Inicio de las lluvias de verano en las costas del Pacífico Mesoamericano* (1-13). México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Díaz, Y. (2020). *Transición de los cúmulos de los alisios a nubes de convección profunda*. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Dolores, E., Caetano, E., Clemente, L. & Calheiros, A. (2019). *Influence of soil moisture on mesoscale convective initiation in central Mexico*. European Journal of Remote Sensing, 52. pp.: 640-652.
- Domínguez, C., Done, J. and Bruyére, C. (2020). *Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate mode*. Clim. Dyn., 54. pp.: 191-209.
- Durán, A. & Gimeno, L. (2010). *Revisión de los campos medios característicos del jet de bajo nivel del Caribe y algunas evaluaciones energéticas*. Avances en Ciencias de la Tierra, 1, pp.:1-38.
- ECMWF. (2012). *Describing ECMWF's forecasts and forecasting system*. ECMWF Newsletter, 133. pp.:11-13.
- ECMWF. (2016). *ERA5 reanalysis is in production*. ECMWF Newsletter, 147, p.: 7.
- Environmental Systems Science Centre; Robinson, G. (2013): *3-hourly High Resolution Brightness Temperature (BT) images*. NCAS British Atmospheric Data Centre, *Accedido en Noviembre de 2020*. <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c2112bdd5f0ad698e70be6ab54c9a2ac>
- Farfán, L. & Zehnder, J. (1994). *Moving and Stationary Mesoscale Convective Systems over Northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project*. Weather and Forecasting, 9, pp: 630-639.
- Farfán, L., Barrett, B., Raga, G. & Delgado, J. (2020). *Characteristics of mesoscale convection over northwestern Mexico, the Gulf of California, and Baja California Peninsula*. Int. J. of Climatol. pp.:1-23

- Feng, Z., Leung, R., Hagos, S., Houze, R., Burleyson, C. & Balaguru, K. (2016). *More frequent intense and long-lived storm dominate the springtime trend in central US rainfall*. *Nature Communications*, 7, 13429.
- Fitzpatrick, R., Parker, D., Marsham, J. and Rowell D. (2020). What Drives the Intensification of Mesoscale Convective Systems over West African Sahel under Climate Change? *Journal of Climate*, 33 (8), 10.1175/JCLI-D-19-19-0380.1.
- Galvéz, J. and Davison, M. (2016). *The Galvéz-Davison Index for Tropical Convection*. NCEP-NOAA, Accedido en Diciembre del 2020. https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI_Manuscript_V20161021.pdf
- Goyens, C., Lauwaet, D., Shröder, M., Demuzere, M. & Van, N. (2011). Tracking mesoscale convective systems in the Sahel: relation between cloud parameters and precipitation. *International Journal of Climatology*, 32, pp.: 1921-1934.
- Grabowski, W. and Moncrieff, M. *Moisture-convection feedback in the tropics*. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130. pp.: 3081-3104.
- Hardy, J. and Henderson, K. (2003). *Cold Front Variability in the Southern United States and the Influence of Atmospheric Teleconnection Patterns*. *Physical Geography*, 24. pp. 120-137.
- Herrera, L. (2011). *Interacción Trascientes-Flujo Medio y el clima en Mesoamérica*. México: Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D. and Thépaut, J-N. (2018). *ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present*. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. Accedido en Agosto del 2021. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Horányi, A., Muñoz, J., Nicolas, J., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D. (2019). *Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5*. *ECMWF Newsletter*, 159, pp.: 17-24.
- Hersbach, H. Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D. Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G. de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J. (2020). *The ERA5 global reanalysis*. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146, pp.: 1999-2049.
- Hodges, K and Thorncroft, C. (1997). *Distribution and Statistics of African Mesoscale Convective Weather Systems Based on the ISCCP Meteosat Imagery*. *Mon. Wea. Rev.*, 125. pp.: 2821-2837.
- Hodges, K. (1998). *Feature-Point Detection Using Distance Transforms: Application to Tracking Tropical Convective Complexes*. *Mon. Wea. Rev.*, 126. pp.: 785-795.
- Hodges, K., Chappell, D., Robinson, G. and Yang, G. (2000). *An Improved Algorithm for Generating Global Window Brightness Temperatures from Multiple Satellite Infrared Imagery*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17. pp.: 1296-1312.

- Holton, J. (2004). *Synoptic-Scale Motions I: Quasi-Geostrophic Analysis. An Introduction to Dynamic Meteorology* (139-181). U.S.A.: Academic Press.
- Holton, J. and Hakim, G. (2013). *Mesoscale Circulations. An Introduction to Dynamic Meteorology* (279-323). Reino Unido: Academic Press.
- Houze, R. (1993). Mesoscale Convective Systems. *Cloud Dynamics* (335-401). Reino Unido. Academic Press.
- Houze, R. (2014). *Mesoscale Convective Systems. Cloud Dynamics* (237-282). Reino Unido: Academic Press.
- Huang, X., Hu, C., Huang, X., Chu, Y. Tseng, Y. Jun, G. & Lin, Y. (2018). *A long-term tropical mesoscale convective systems dataset based on a novel objective automatic tracking algorithm.* *Climate Dynamics*, 51, pp.: 3145-3159.
- Inoue, M., Handoh, I., Bigg, G. (2002). *Bimodal Distribution of Tropical Cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and Environmental Factors.* *J. Climate*, 15. pp.: 2897-2905.
- Jaramillo, L., Poveda, G. & Mejía, J. (2017). *Mesoscale convective systems and other precipitation features over the tropical Americas and surrounding seas as seen by TRMM.* *Int. J. Climatol*, 37. pp.: 380-397.
- Kelkar, R. (2007). *Fundamentals. Satellite Meteorology* (1-47). India: BS Publications.
- Kim, E. (2018). *Executive Summary: Wind Energy Development in Mexico: At What Cost?* (6-19). Estados Unidos de Norteamérica: Harvard Kennedy School.
- Krishnamurti, T. Stefanova, L. & Vasubandhu M. (2013). *Dry and Moist Static Stability. Tropical Meteorology: An Introduction* (299-316). U.S.A.: Springer Atmospheric Sciences.
- Laing, A. & Fritsch, M. (1997). *The global population of mesoscale convective complexes.* *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123. pp. 389-405.
- Leathers, D., Yarnal, B. and Palecki, M. (1991). *The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations.* *Journal of Climate*, 4. pp. 517-528.
- Lee, C. (2016). *Reanalysing the impacts of atmospheric teleconnections on cold-season weather using multivariate surface weather types and self-organizing maps.* *International Journal of Climatology*, 37. pp. 3714-3730.
- Lin, Y. (2007). *Dynamics of fronts and jet streaks. Mesoscale Dynamics* (379-441). Reino Unido: Cambridge University Press.
- Lindzen, R. and Nigam, S. (1987). *On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics.* *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44. pp.: 2418-2436.

- Machado, L., Rossow, W., Guedes, R. and Walker, A. *Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas*. Mon. Wea. Rev., 126. pp.: 1630-1654.
- Maddox, R. (1980). Mesoscale Convective Complexes. Bulletin American Meteorological Society, 61. pp.: 1374-1387. Journal of the Atmospheric Sciences.
- Magaña, V., Pérez, J. and Conde, C. (1998). *El fenómeno de El Niño y la Oscilación del sur y sus impactos en México*. Revista Ciencias, 51. pp.: 14-18.
- Markowski, P and Richardson, Y. (2010). *Mesoscale Convective Systems. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes (245-265)*. Reino Unido: Wiley-Blackwell.
- Mathon, V., Diedhiou, A., and Laurent, H. (2002). Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (8). Doi: 10.1029/2001GL014371.
- McAnelly, L. & Cotton, W. (1986). *Meso- β -scale characteristics of an episode of meso- α -scale convective complexes*. Monthly Weather Review, 114. pp.: 1740-1770.
- Miller, S. (2015). *Water Vapor and Phase Transitions. Applied Thermodynamics for Meteorologists (226-260)*. Reino Unido: Cambridge University Press.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). *National Weather Service Glossary*. Accedido en Diciembre del 2020. <https://w1.weather.gov/glossary/>.
- Núñez, O., Evans, J., Young, G. (2020). A wave-relative framework analysis of AEW-MCS interactions leading to tropical cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., doi: 10.1175/MWR-D-20-0152.1.
- Ramezani, M., Bookhagen, B., Schmidt, T., Wickert, J., de la Torre, A. and Hierro, R. (2019). *Using Convective Available Potential Energy (CAPE) and Dew-Point Temperature to Characterize Rainfall-Extreme Events in the South-Central Andes*. Atmosphere, 10, 379; doi: 10.3390/atmos10070379.
- Riosalido, R. & Carretero, O. (1998). *Sistemas Convectivos de Mesoescala: Climatología mediante Imágenes de Satélite*. NIMBUS, 1-2, pp. 113-136.
- Robinson, G. & Hodges, K. (2005). *Cloud Archive User Service. User Guide*. NERC Environmental System Science Centre. Versión 1.4.
- Pal, J. and Eltahir, E. (2001). *Pathways Relating Soil Moisture Conditions to Future Summer Rainfall within a Model of the Land-Atmosphere System*. American Meteorological Society, 14. pp.: 1227-1242.
- Parker, M. and Johnson, R. (2000). Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. Mon. Wea. Rev, 128. pp.: 3413-3436.
- Pineda, L., León, J. Carbajal, N. (2020). Analysis of severe storms and tornado formation in the northern region of México. Revista Biociencias, 7, e885. doi: <https://doi.org/10.15741/revbio.07.e885>.
- Ramage, C. (1995). *Temperature and Water Vapor. Forecasters Guide to Tropical Meteorology Updated (66-87)*. Tech. Rept. Air Weather Service Scott AFB II.

- Rossow, W. & Schiffer, R. (1991). *ISCCP Cloud Data Products*. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 71. pp.: 2-20.
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Glosario Técnico. *Accedido en Diciembre de 2020*. <https://smn.conagua.gob.mx/es/smn/glosario>.
- Stancalie, G., Antonescu, B., Oprea, C., Irimescu, A., Catana, S. and Dumitre, A. (2009). *Representative flash flood events in Romania Case studies. Flood Risk Management: Research and Practice*. (1587-1596). Países Bajos: Taylor & Francis Group.
- Schiffer, R. & Rossow, W. (1983). *The international Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme*. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 64, 779-785.
- Schiffer, R. & Rossow, W. (1985). *ISCCP Global Radiance Data Set: A New Resource for Climate Research*. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 66. pp.: 1498-1505.
- Shuttleworth, W. J. (2012). *Water Vapor in the Atmosphere. Terrestrial Hydrometeorology* (14-24). Reino Unido: Wiley-Blackwell.
- Tapiador, F. (2018). *Measuring Precipitation From Space. Remote Sensing of Aerosols, Clouds, and Precipitation* (211-221). Estados Unidos de América: Elsevier Inc.
- The NCAR Command Language (Versión 6.6.2) [Software]. (2019). Boulder Colorado: UCAR/NCAR/CIS/TDD. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>.
- Thorncroft, C. and Hodges, K. (2001). *African Easterly Wave Variability and Its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity*. J. Climate, 14. pp.: 1166-1179.
- Valdés, A. (2015). *Mesoscale convective systems in NW Mexico during the strong ENSO events of 1997-1999*. *Atmósfera*, 2, pp. 143-148.
- Valdés A. & Barradas V. (2012). *Mesoscale convective systems during NAME*. *Atmósfera* 25, pp.: 155-170.
- Velasco, J. & Fritsch, M. (1987). *Mesoscale convective complexes in the Americas*. *Journal of Geophysical Research*, 92, pp.: 9591-9613.
- Wallace, J. and Hobbs, P. (2006). *Introduction and Overview. Atmospheric Science: An Introductory Survey* (1-22). U.S.A.: Academic Press.
- Wang, C. (2007). *Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate*. *Climate Dynamics*, 29, pp.: 411-422.
- Williams, M. and Houze, R. (1987). *Satellite-Observed Characteristics of Winter Monsoon Cloud Clusters*. *Mon. Wea. Rev.*, 115. pp.: 505-519.
- Yu, C. and Smull, B. (2000). *Airborne Doppler observations of a landfalling cold front upstream of steep coastal orography*. *Mon. Weather Rev.* 128, pp. 1577-1603.
- Yuan, J. & Houze, R. (2010). *Global Variability of Mesoscale Convective System Anvil Structure from A-Train Satellite Data*. *Journal of Climate*, 23. pp.: 5864-5888.

Zuluaga, M. and Houze, R. (2015). *Extreme Convection of the Near-Equatorial Americas, Africa, and Adjoining Oceans as seen by TRMM*. American Meteorological Society, 143. pp.: 298-316.

Apéndice 1

El Índice Gálvez-Davison

Debido a que en los trópicos, la convección esta modulada por la disponibilidad de humedad en niveles medios y bajos, cuando existe un ambiente potencialmente estable en los trópicos, pero con entrada de humedad a estos niveles, el movimiento descendente de las parcelas de aire húmedas provoca corrientes descendentes que van a convergir en la superficie y que, como consecuencia, desencadenan un movimiento ascendente, generando un mecanismo de retroalimentación favorable (Grabowski and Moncrieff, 2004). Por lo tanto, dada la importancia que la humedad tiene en la convección en los trópicos, el pronóstico de ésta última requiere determinar, de alguna forma, el potencial de la tropósfera baja y media a adquirir humedad. Una de estas formas es el *GDI*.

El *GDI* se basa en el mecanismo de retroalimentación conocido como Humedad-Convección, así como en la *TWI* (Figura A.1).

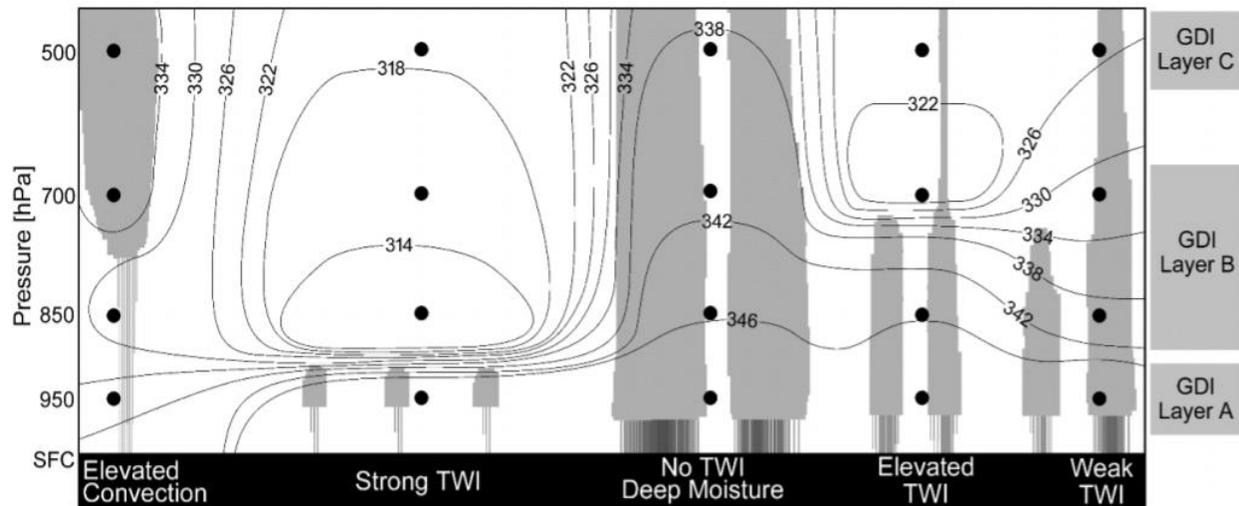


Figura A.1: Representación esquemática de una sección transversal de las isotermas de la θ_e (contornos negros) bajo cinco regímenes característicos de los vientos alisios. La convección y precipitación asociada a cada régimen está sombreado en gris. Los puntos negros son los puntos donde el GDI debe ser calculado (esto es a los 950 hPa, Layer A, un promedio entre los niveles 850 y 700 hPa, Layer B y a los 500 hPa, Layer C; ver texto para más detalle del cálculo del GDI en cada capa).

El régimen más favorable para la convección profunda es en el que no hay TWI (No TWI), en este caso la θ_e tiene valores altos en toda la columna y el $\frac{d\theta_e}{dz}$ es positivo. Sin embargo, en el caso de una inversión TWI fuerte (Strong TWI), disminuye el desarrollo de la convección, en especial cuando la inversión alcanza niveles de hasta 850 hPa. Para una TWI débil (Weak TWI), la actividad convectiva se reduce a solo unas celdas convectivas someras que producen precipitación ligera y no sobrepasan los 700 hPa. La TWI elevada (Elevated TWI) muestra el decremento de la θ_e a niveles medios en comparación con los niveles altos, por lo tanto, las celdas convectivas pueden desarrollarse hasta la tropósfera media y se genera precipitación moderada. Finalmente, también puede ocurrir el caso de convección elevada (Elevated Convection) cuando la θ_e es máxima cerca o por encima de los 700 hPa (el $\frac{d\theta_e}{dz}$ es negativo y la atmósfera es potencialmente inestable). Fuente: Galvéz and Davison (2016).

Además, también es necesario emplear los datos de θ_e (ver ecuación 3 del texto principal) para calcular el GDI. Sin embargo, en este caso, la temperatura de referencia utilizada (T) es la del Nivel de Condensación por Ascenso (LCL, por sus siglas en inglés). Sin embargo, realizando pruebas de sensibilidad, Gálvez and Davison (2016) descubrieron que al reemplazar la temperatura del LCL y utilizar la temperatura del aire a los 850 hPa ($T = T_{850}$) se obtienen diferencias muy pequeñas entre los valores finales del índice. Con este ajuste en la variable a utilizar, se obtiene un proxy de la θ_e para el cálculo del GDI . Los proxys de la θ_e se calculan en los niveles a 950, 850, 700 y 500 hPa, por lo que también se necesitan las temperaturas del aire, así como las razones de mezcla en cada uno de los niveles. La razón de mezcla se determina con la siguiente ecuación (A1):

$$r = \frac{m_v}{m_d} \quad (A1)$$

En este caso se escoge el nivel de 950 hPa en lugar del nivel mandatorio de 925 hPa para tener asegurado que se está tomando en cuenta la información de la capa límite cuyos valores se registran por debajo del nivel de los 850 hPa (Figura A.1).

Con estos niveles de presión también se definen las capas para las que se evalúa el índice:

- Capa A (Layer A): representa las condiciones termodinámicas en la capa límite (950 hPa).

- Capa B (Layer B): representa la variabilidad asociada a la TWI utilizando un promedio entre los datos a los 850 y 700 hPa.
- Capa C (Layer C): representa la tropósfera media considerando los datos del nivel de los 500 hPa.

En cada capa se calcula la temperatura potencial (θ). En el caso del nivel B (θ_{e_B} , ecuación A2) se obtiene calculando primero los valores de θ_B (ver ecuación 4 del texto principal) a los 850 y 700 hPa y, posteriormente realizando un promedio de éstos (ver ejemplo en la ecuación A3). El valor de la razón de mezcla de la capa B (r_B) también se obtiene promediando los valores de razón de mezcla en ambos niveles (ecuación A4). Posteriormente, se calcula θ_e en cada capa (ecuación A2). Cabe señalar que, a los valores de θ_e calculados para las capas B (θ_{e_B}) y C (θ_{e_C}), se les debe sumar una constante de ajuste empírica (α) para evitar valores excesivos del *GDI* en regiones con abundante humedad en el nivel de 850 hPa o por encima de él:

$$\theta_{e_B} = \theta_B \exp \left[\frac{l_0 r_B}{c_p T_{850}} \right] + \alpha \quad (A2)$$

$$\theta_B = \frac{\theta_{850} + \theta_{700}}{2} \quad (A3)$$

$$r_B = \frac{r_{850} + r_{700}}{2} \quad (A4)$$

Donde:

θ_B = temperatura potencial promedio entre los niveles de 850 y 700 hPa [K]

l_0 = calor latente de vaporización utilizado en el *GDI* ($2.69 \times 10^6 \frac{J}{kg}$)

r_B = razón de mezcla. Se obtiene a partir del promedio de la razón de mezcla entre los niveles de 850 y 700 hPa $\left[\frac{kg}{kg}, \text{adimensional} \right]$

c_p = calor específico del aire seco a presión constante utilizado en el *GDI* ($1005.7 \frac{J}{kg.K}$)

T_{850} = Temperatura del aire de referencia utilizado en el *GDI* (es la temperatura del aire a 850 hPa)

α = constante de ajuste empírica (-10 K)

De acuerdo a la ecuación 9 del texto principal, el *GDI* requiere del cálculo de cuatro índices más, los cuales se explican a continuación:

a) Column Buoyancy Index (CBI)

El *CBI* crece conforme las capas A y C se calientan y humedecen (Figura A.1). Para calcularlo se necesita determinar la θ_e en la troposfera media (*ME*, por sus siglas en inglés) y baja (*LE*, por sus siglas en inglés). Cuando el *LE* adquiere valores mayores a cero, el valor del *CBI* es diferente de cero, por el contrario, cuando el *LE* adquiere valores menores o iguales a cero, el *CBI* es igual a cero.

$$CBI = \{\gamma \times LE \times ME, LE > 0 \ 0, LE \leq 0\} \quad (A5)$$

$$ME = \theta_{e_C} - \beta$$

$$LE = \theta_{e_A} - \beta$$

Donde:

ME = Es la θ_e en la troposfera media (la temperatura potencial equivalente en la capa C) [K].

LE = Es la θ_e en la troposfera baja (la temperatura potencial equivalente en la capa A) [K].

β = constante empírica diseñada para establecer un límite más bajo para la disponibilidad de calor y humedad en la capa límite y descartar masas de aire demasiado secas y/o frías, que normalmente hacen que el *CBI* sea igual a cero (303 K).

γ = Escala empírica utilizada para adimensionalizar el índice ($6.5 \times 10^{-2} K^{-1}$).

b) Mid tropospheric Warming/Stabilization Index (MWI)

El Índice de Estabilización/Calentamiento de la tropósfera media (MWI, por sus siglas en inglés) es un factor de inhibición de la convección, por lo que adquiere valores negativos (cuando la temperatura del aire a los 500 hPa excede un umbral τ) o iguales a cero (cuando la temperatura a los 500 hPa es aún menor que el umbral τ).

$$MWI = \{\mu \times T_{500} - \tau, T_{500} - \tau > 0 \mid 0, T_{500} - \tau \leq 0\} \quad (A6)$$

Donde:

T_{500} = temperatura del aire al nivel de 500 hPa [K]:

τ = umbral (263.15K):

μ = constante de escala empírica para adimensionalizar los valores negativos del MWI y controlar su peso relativo en la ecuación del GDI. ($-7 K^{-1}$).

c) **Inversion Index (II)**

Para calcularlo se deben sumar dos términos adimensionales: un factor de estabilidad (S) y un factor de secado (D). Cuando la suma es mayor a cero, entonces el índice es igual a cero, mientras que cuando la suma es menor o igual a cero, el índice es diferente de cero.

$$II = \{0, S + D > 0 \mid \sigma \times (S + D), S + D \leq 0\} \quad (A7)$$

$$S = T_{950} - T_{700}$$

$$D = \theta_{e_B} - \theta_{e_A}$$

Donde:

S = diferencia de temperaturas entre los niveles de 950 y 700 hPa [K]

D = diferencia de las temperaturas potenciales equivalentes entre las capas B y A [K]

σ = constante de escala empírica para adimensionalizar los valores del II y controlar el peso relativo de la TWI en la ecuación del GDI ($1.5 K^{-1}$)

Mientras S sea menor, más fuerte es la estabilización debido a un incremento en la flotabilidad negativa. Por su parte, con D puede explicarse los efectos de la entrada de aire seco debido a la subsidencia que provoca la inversión. Mientras más negativo sea D , hay una mayor entrada de aire seco, el gradiente de θ_e es mayor y la atmósfera, aunque potencialmente inestable, ve inhibido el desarrollo de la convección debido a la inversión.

d) Terrain correction (TC):

Se refiere a un factor adimensional para interpolar el GDI aplicado solo a regiones cuya superficie esté por debajo de los 950 hPa. Para calcularlo se utiliza la siguiente ecuación:

$$TC = P_3 - \frac{P_2}{P_{SFC} - P_1} \quad (A8)$$

Donde:

P_1 = constante empírica (500 hPa)

P_2 = constante empírica (9,000 hPa)

P_3 = constante empírica adimensional (18)

P_{SFC} = presión superficial [hPa]

Apéndice 2

Frecuencias relativas estacionales de la hora de inicio de los SCMs

Tabla I. Frecuencias relativas horarias estacionales del inicio de los SCMs de la región Noreste con duración ≤ 24 h.

Estación	Hora Local	Número de SCMs Prueba 1	Frec. Rel. Prueba 1 (%)	Número de SCMs Prueba 2	Frec. Rel. Prueba 2 (%)	Número de SCMs Prueba 3	Frec. Rel. Prueba 3 (%)	Número de SCMs Prueba 4	Frec. Rel. Prueba 4 (%)
Invierno	0 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	3 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	6 h	0	0	0	0	0	0	1	100
	9h	0	0	0	0	0	0	0	0
	12 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	15 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	18 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	21 h	0	0	0	0	0	0	0	0
Primavera	0 h	8	10	10	10.87	10	8.77	14	9.93
	3 h	1	1.25	0	0	1	0.88	4	2.84
	6 h	0	0	1	1.09	6	5.26	15	3.55
	9 h	2	2.50	2	2.17	2	1.75	3	2.13
	12 h	1	1.25	2	2.17	2	1.75	5	3.55
	15 h	18	22.50	21	22.83	23	20.18	37	26.24
	18 h	36	45.00	40	43.48	49	42.98	57	40.43
	21 h	14	17.50	16	17.39	21	18.42	16	11.35
Verano	0 h	3	4.00	6	5.26	14	11.02	13	8.72

	3 h	5	6.67	8	7.02	6	4.72	6	4.03
	6 h	1	1.33	4	3.51	6	4.72	6	4.03
	9 h	1	1.33	4	3.51	7	5.51	9	6.04
	12 h	1	1.33	6	5.26	4	3.15	11	7.38
	15 h	20	26.67	27	23.68	36	28.35	42	28.19
	18 h	34	45.33	50	43.86	42	33.07	48	32.21
	21 h	10	13.33	9	7.89	12	9.45	14	9.40
Otoño	0 h	2	16.67	2	16.67	2	13.33	4	16.67
	3 h	0	0	0	0	2	13.33	5	20.83
	6 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	9 h	1	8.33	2	16.67	1	6.67	2	8.33
	12 h	1	8.33	0	0	0	0	0	0
	15 h	1	8.33	0	0	1	6.67	2	8.33
	18 h	6	50	6	50	7	46.67	6	25
	21 h	1	8.33	2	16.67	2	13.33	5	20.83

Tabla II. Frecuencias relativas horarias estacionales del inicio de los SCMs de la región Noroeste con duración ≤ 24 h.

Estación	Hora Local	Número de SCMs Prueba 1	Frec. Rel. Prueba 1 (%)	Número de SCMs Prueba 2	Frec. Rel. Prueba 2 (%)	Número de SCMs Prueba 3	Frec. Rel. Prueba 3 (%)	Número de SCMs Prueba 4	Frec. Rel. Prueba 4 (%)
Invierno	0 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	3 h	0	0	0	0	1	50	1	50
	6 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	9h	0	0	0	0	0	0	0	0
	12 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	15 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	18 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	21 h	0	0	0	0	0	1	50	1
Primavera	0 h	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00
	3 h	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00
	6 h	0	0.00	0	0.00	1	2.38	1	1.89
	9 h	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00
	12 h	0	0.00	1	3.57	1	2.38	1	1.89
	15 h	3	16.67	6	21.43	12	28.57	13	24.53
	18 h	12	66.67	18	64.29	24	57.14	33	62.26
	21 h	3	16.67	3	10.71	4	9.52	5	9.43
Verano	0 h	27	5.26	33	5.09	47	6.38	56	6.11
	3 h	22	4.29	25	3.86	23	3.12	25	2.73
	6 h	15	2.92	19	2.93	12	1.63	14	1.53
	9 h	7	1.36	9	1.39	12	1.63	15	1.64
	12 h	11	2.14	16	2.47	18	2.44	21	2.29

	15 h	55	10.72	92	14.20	106	14.38	158	17.23
	18 h	305	59.45	368	56.79	419	56.85	531	57.91
	21 h	71	13.84	86	13.27	100	13.57	97	10.58
Otoño	0 h	2	10.00	3	12.50	1	3.70	5	14.29
	3 h	1	5.00	1	4.71	3	11.11	4	11.43
	6 h	0	0.00	0	0.00	0	0.00	1	2.86
	9 h	2	10.00	3	12.50	3	11.11	3	8.57
	12 h	4	20.00	2	8.33	2	7.41	2	5.71
	15 h	7	35.00	8	33.33	11	40.74	11	31.43
	18 h	2	10.00	4	16.67	3	11.11	4	11.43
	21 h	2	10.00	3	12.50	4	14.81	5	14.29

Tabla III. Frecuencias relativas horarias estacionales del inicio de los SCMs de la región Centro con duración ≤ 24 h.

Estación	Hora Local	Número de SCMs Prueba 1	Frec. Rel. Prueba 1 (%)	Número de SCMs Prueba 2	Frec. Rel. Prueba 2 (%)	Número de SCMs Prueba 3	Frec. Rel. Prueba 3 (%)	Número de SCMs Prueba 4	Frec. Rel. Prueba 4 (%)
Invierno	0 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	3 h	0	0	0	0	0	0	1	100
	6 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	9h	0	0	0	0	0	0	0	0
	12 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	15 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	18 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	21 h	0	0	0	0	0	0	0	0
Primavera	0 h	16	8.84	21	9.86	20	7.69	28	8.78
	3 h	6	3.31	8	3.76	12	4.62	19	5.96
	6 h	5	2.76	6	2.82	8	3.08	11	3.45
	9 h	6	3.31	8	3.76	7	2.69	8	2.51
	12 h	1	0.55	2	0.94	5	1.92	4	1.25
	15 h	23	12.71	27	12.68	30	11.54	50	15.67
	18 h	77	42.54	92	43.19	125	48.08	152	47.65
	21 h	47	25.97	49	23	53	20.38	47	14.73
Verano	0 h	75	12.65	95	13.69	118	14.62	128	13.11
	3 h	54	9.11	50	7.20	54	6.69	56	5.74
	6 h	23	3.88	26	3.75	36	4.46	39	4
	9 h	15	2.53	17	2.45	19	2.35	23	2.36
	12 h	9	1.52	14	2.02	13	1.61	22	2.25

	15 h	39	6.58	53	7.64	57	7.06	106	10.86
	18 h	281	47.39	330	47.55	368	45.60	445	45.59
	21 h	97	16.36	109	15.71	142	17.60	157	16.09
Otoño	0 h	7	10.77	9	10.71	9	10.98	11	11.58
	3 h	5	7.69	8	9.52	9	10.98	11	11.58
	6 h	4	6.15	2	2.38	7	8.54	6	6.32
	9 h	3	4.62	5	5.95	2	2.44	1	1.05
	12 h	5	7.69	7	8.33	8	9.76	7	7.37
	15 h	6	9.23	7	8.33	8	9.76	10	10.53
	18 h	24	36.92	33	39.29	29	35.37	37	38.95
	21 h	11	16.92	13	15.48	10	12.20	12	12.63

Tabla IV. Frecuencias relativas horarias estacionales del inicio de los SCMs de la región

Sureste con duración ≤ 24 h.

Estación	Hora Local	Número de SCMs Prueba 1	Frec. Rel. Prueba 1 (%)	Número de SCMs Prueba 2	Frec. Rel. Prueba 2 (%)	Número de SCMs Prueba 3	Frec. Rel. Prueba 3 (%)	Número de SCMs Prueba 4	Frec. Rel. Prueba 4 (%)
Invierno	0 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	3 h	0	0	0	0	0	0	0	50
	6 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	9h	0	0	0	0	0	0	0	0
	12 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	15 h	1	33.33	2	100	4	57.14	4	80.00
	18 h	2	66.67	0	0	3	42.86	1	20.00
	21 h	0	0	0	0	0	0	0	0
Primavera	0 h	7	3.59	8	3.51	9	3.75	11	3.62
	3 h	14	7.18	16	7.02	15	5.95	21	6.91
	6 h	11	5.64	11	4.82	11	4.37	14	4.61
	9 h	5	2.56	9	3.95	13	5.16	12	3.95
	12 h	10	5.13	11	4.82	13	5.16	19	6.25
	15 h	64	32.82	71	31.14	93	36.90	108	35.53
	18 h	62	31.79	81	35.53	77	30.56	94	30.92
	21 h	22	11.28	21	9.21	21	8.33	25	8.22
Verano	0 h	20	6.49	17	4.44	25	5.43	34	6.12
	3 h	11	3.57	12	3.13	11	2.39	16	2.88
	6 h	9	2.92	17	4.44	23	5.00	22	3.96
	9 h	13	4.22	15	3.92	21	4.57	25	4.50
	12 h	24	7.79	32	8.36	38	8.26	52	9.35
	15 h	126	40.91	164	42.82	207	45.00	247	44.42

	18 h	80	25.97	93	24.28	98	21.30	118	21.22
	21 h	25	8.12	33	8.62	37	8.04	42	7.55
Otoño	0 h	11	10.09	12	9.60	16	11.51	13	8.44
	3 h	9	8.26	13	10.40	12	8.63	16	10.39
	6 h	5	4.59	3	2.40	5	3.6	9	5.84
	9 h	6	5.50	8	6.40	9	6.47	7	4.55
	12 h	12	11.01	13	10.40	16	11.51	17	11.04
	15 h	22	20.18	28	22.40	29	20.86	34	22.08
	18 h	32	29.36	34	27.20	35	25.18	41	26.62
	21 h	12	11.01	14	11.20	17	12.23	17	11.04

Tabla V. Frecuencias relativas horarias estacionales del inicio de los SCMs de la región

Suroeste con duración ≤ 24 h.

Estación	Hora Local	Número de SCMs Prueba 1	Frec. Rel. Prueba 1 (%)	Número de SCMs Prueba 2	Frec. Rel. Prueba 2 (%)	Número de SCMs Prueba 3	Frec. Rel. Prueba 3 (%)	Número de SCMs Prueba 4	Frec. Rel. Prueba 4 (%)
Invierno	0 h	1	100	0	0	0	0	0	0
	3 h	0	0	1	50	0	0	1	50
	6 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	9h	0	0	0	0	0	0	0	0
	12 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	15 h	0	0	0	0	0	0	0	0
	18 h	0	0	0	0	1	100	1	50
	21 h	0	0	1	50	0	0	0	0
Primavera	0 h	71	17.23	72	14.66	72	13.43	86	13.33
	3 h	43	10.44	47	9.57	56	10.45	63	9.77
	6 h	10	2.43	16	3.26	29	5.41	30	4.65
	9 h	8	1.94	20	4.07	11	2.05	18	2.79
	12 h	11	2.67	15	3.05	11	2.05	20	3.10
	15 h	45	10.92	61	12.42	78	14.55	115	17.83
	18 h	149	36.17	180	36.66	192	35.82	233	36.12
	21 h	75	18.20	80	16.29	87	16.23	80	12.40
Verano	0 h	219	18.72	248	18.10	257	16.79	296	16.29
	3 h	100	8.55	117	8.54	140	9.14	165	9.08
	6 h	59	5.04	56	4.09	73	4.77	80	4.40
	9 h	40	3.42	40	2.92	56	3.66	70	3.85
	12 h	38	3.25	49	3.58	37	2.42	53	2.92
	15 h	106	9.06	128	9.34	165	10.78	211	11.61

	18 h	370	31.62	464	33.87	537	35.08	660	36.32
	21 h	238	20.34	268	19.56	266	17.37	282	15.52
Otoño	0 h	29	19.59	32	17.49	37	18.69	43	8.44
	3 h	12	8.11	22	12.02	19	9.60	27	10.39
	6 h	6	4.05	6	3.28	6	3.03	16	5.84
	9 h	4	2.70	8	4.37	8	4.04	8	4.55
	12 h	13	8.78	10	5.46	15	7.58	17	11.04
	15 h	13	8.78	15	8.20	14	7.07	16	22.08
	18 h	43	29.05	58	31.69	66	33.33	74	26.62
	21 h	28	18.92	32	17.49	33	16.67	33	11.04