



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Estudio numérico de la tipología de tornados en
México aplicando el modelo WRF-ARW”**

Tesis que presenta

Daniela Irais Monterde Gutiérrez

Para obtener el grado de

Doctora en Geociencias Aplicadas

Codirectores de la Tesis:

Dr. José Noel Carbajal Pérez

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez

San Luis Potosí, S.L.P., mes de año



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Estudio numérico de la tipología de tornados en México aplicando el modelo WRF-ARW**” presentada para obtener el Grado de Doctora en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Daniela Irais Monterde Gutiérrez** y aprobada el **día de mes de año** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Noel Carbajal Pérez

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez

Codirectores de la tesis

Dr. José Francisco León Cruz

Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Tuxpan Vargas

Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geomática y Modelación Numérica de la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la codirección de los doctores José Noel Carbajal Pérez y Luis Felipe Pineda Martínez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Humanidades, Ciencia y Tecnología (929282) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Página en Blanco que se va a utilizar para colocar la copia del Acta de examen.

Dedicado a mi familia

Agradecimientos

Agradezco las correcciones que mi comité tutorial se tomó el tiempo de realizar para la mejora este trabajo de investigación, al final y en cada uno de los semestres cursados.

Al Dr. Carbajal, por su motivación continua, sus consejos, y por siempre confiar en mí. Ha sido un honor haber sido su estudiante.

Quiero agradecer al Dr. Pineda-Martínez, por siempre darme una perspectiva diferente y ayudarme a ser autocrítica.

Al Dr. León-Cruz, por su apoyo en diferentes etapas de mi formación. Pero, sobre todo, por los consejos siempre tan acertados.

A mi familia, por nunca soltarme. Los amo a los cuatro.

A mis amigas y amigos.

A Isabel Medina y Aurora Toranzo.

Índice

Constancia de aprobación de la tesis -----	ii
Créditos Institucionales -----	iii
Dedicatorias-----	v
Agradecimientos -----	vi
Resumen -----	xvii
Abstract-----	xviii

Capítulo 1

Introducción al fenómeno de tornado en México -----	1
1.1 Perspectiva de tornados en México -----	1
1.2 Tornados no supercelda: TM -----	3
1.3 Tornados anticiclónicos -----	7
1.4 Trombas marinas-----	11
1.5 Tornados supercelda-----	14
1.6 Justificación -----	17
1.7 Objetivos -----	17
1.7.1 Objetivo general -----	17
1.7.2 Objetivos específicos -----	17
1.8 Estructura del trabajo-----	18

Capítulo 2

Lo que se conoce sobre tornados -----	19
2.1 Características básicas de tornados-----	19
2.2 Tipos de tornados-----	20
2.2.1 Tornados supercelda -----	21
2.2.2 Tornados no supercelda-----	22
2.3 Perspectiva de tornados en el mundo-----	24
2.4 Modelo WRF-ARW-----	26
2.4.1 WRF Sistema de preprocesamiento (WPS) -----	27
2.4.2 WRF Inicialización-----	28
2.4.3 Implementación del modelo WRF-ARW -----	28
2.5 Modelo HYSPLIT-----	30
2.6 Bases de datos -----	30
2.6.1 Condiciones iniciales y de frontera para el modelo WRF: Datos FNL (d083003)-----	30
2.6.2 Datos de reanálisis ERA 5-----	31
2.6.3 Datos de reanálisis NCEP -----	32
2.6.4 Datos de satélite GOES-16-----	33
2.6.5 Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) -----	33

2.6.6 Datos de uso de suelo INEGI -----	34
2.6.7 Datos SRTM 90 m -----	34

Capítulo 3

Análisis de un evento de tornado múltiple no supercelda en México -----	36
3.1 Introducción -----	36
3.2 Área de estudio -----	38
3.3 Metodología -----	39
3.3.1 Modelación numérica WRF -----	39
3.3.2 Modelación de partículas HYSPLIT -----	39
3.4 Resultados -----	40
3.4.1 Condiciones sinópticas -----	40
3.4.2 Validación del modelo -----	42
3.4.3 Experimentos numéricos con el modelo WRF -----	43
3.4.4 Experimento de sensibilidad del terreno -----	48
3.4.5 Salidas del modelo de trayectorias HYSPLIT -----	50
3.5 Discusión -----	51
3.6 Conclusiones -----	54

Capítulo 4

Tornados anticiclónicos en una orografía compleja -----	56
4.1 Introducción -----	56
4.2 Área de estudio -----	58
4.3. Metodología -----	59
4.3.1. Configuración del modelo WRF -----	59
4.3.2. Origen de la vorticidad -----	60
4.3.3. Validación del modelo -----	61
4.4 Resultados y discusión -----	62
4.4.1. Descripción de los tornados -----	62
4.4.2. Características derivadas de datos satelitales -----	62
4.4.3. Características simuladas del modelo -----	64
4.4.3.1. Inestabilidad y parámetros cinemáticos -----	64
4.4.3.2. Reflectividad simulada -----	69
4.4.3.3. Análisis de vorticidad de bajo nivel -----	70
4.5. Conclusiones -----	74

Capítulo 5

Climatología de trombas marinas en México y modelación numérica de un caso particular -----	76
5.1 Introducción -----	76
5.2 Área de estudio -----	78
5.3 Metodología -----	79
5.3.1 SWN -----	79
5.3.2 Modelación numérica WRF -----	80

5.4 Resultados	80
5.4.1 Climatología de trombas marinas en México	80
5.4.2 Condiciones sinópticas	82
5.4.3 Validación del modelo	84
5.4.4 Experimento numérico con el modelo WRF: caso Coatzacoalcos, Veracruz	84
5.5 Discusión	87
5.6 Conclusiones	92
Capítulo 6	
Análisis de dos superceldas tornádicas al noreste de México	94
6.1 Introducción	94
6.2 Área de estudio	96
6.3 Metodología	97
6.3.1 Modelación numérica WRF	97
6.3.2 Análisis de superceldas	97
6.4 Resultados	98
6.4.1 Instrumentos de teledetección meteorológica	98
6.4.2 Condiciones sinópticas	101
6.4.3 Experimentos numérico con el modelo WRF	102
6.5 Discusión	107
6.7 Conclusiones	109
Capítulo 7	
El fenómeno de Tornado en México	111
7.1 Discusión	111
7.2 Limitaciones y futuras direcciones	118
Conclusiones	120
Referencias	122
Anexo	135

Índice de figuras

Figura 1. 1. El primer tornado documentado en América del Norte y en México ocurrido el 22 de agosto de 1521 cerca de Tlatelolco (hoy en día Ciudad de México). La pintura al óleo lleva por título “Tempestad en los llanos de Aragón” (Almanza, 1885).....	2
Figura 1. 2. Casos de TM en México. Evento de tres tornados en SJCP en a), evento de cinco tornados en SNBAP en b), y evento de una dupla de tornados en Hueyotlipán, Tlaxcala c). Tomado de Ramírez (2020), Payán Quinto (2020), y Carranza (2019), respectivamente.	3
Figura 1. 3. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), humedad relativa en superficie (%) e isotermas (°C) en b), y un zoom de D03 de la temperatura de la superficie (°C) con vectores de viento en c) a las 2200 UTC. Los números y los puntos blancos 1, 2 y 3 indican las circulaciones ciclónicas encontradas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP. El cuadro en a) delimitan el zoom en c).....	4
Figura 1. 4. Distribución de la humedad específica (g kg^{-1}) y contornos de densidad del aire (kg m^{-3}) a las 2200 UTC en a), y una sección transversal N-S de la temperatura (°C) y componente vertical del viento (m s^{-1}) a las 2130 UTC en b) y a las 2230 UTC en c). El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP, y la línea blanca es la sección transversal de los gráficos b-c). La línea negra indica la posición de la línea de convergencia.	5
Figura 1. 5. Terreno del modelo (m) al 80% y vectores de viento en la superficie en a) y un zoom de D03 de la temperatura en superficie (°C) con vectores de viento en b) a las 2200 UTC. La línea roja indica la convergencia de las masas.....	6
Figura 1. 6. Diferentes perspectivas de la simulación de trayectorias lagrangianas para los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 1.3c.	7
Figura 1. 7. Casos de tornados anticiclónicos en México. Evento en Chiautempan, Tlaxcala a), y evento en Cadereyta de Montes, Querétaro b). Tomado de Nava Briones (2016), y Nieves (2017), respectivamente.	8
Figura 1. 8. Terreno del modelo (m). Los puntos rojos (azules) indican los tornados ciclónicos (anticiclónicos) para el periodo 2000-2017. Los números 1 y 2, representan la ubicación de los tornados en Chiautempan y Cadereyta, respectivamente. Tomado y modificado de Carbajal et al. (2019a).	9
Figura 1. 9. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), vorticidad relativa en b), y esquema de fuente de vorticidad por orografía en c) para el evento de tornado anticiclónico en Querétaro.	10
Figura 1. 10. Diagramas de Hovmöller de la vorticidad absoluta ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) fijadas a la longitud $99^{\circ}43'$ en a) y a la latitud $20^{\circ}42'$ en b) para el tornado anticiclónico en Querétaro; y fijado a la longitud $98^{\circ}10'$ en c) para el tornado en Tlaxcala.	11

Figura 1. 11. Caso de tromba marina en Coatzacoalcos, Veracruz. Tomada de infobae (2019).	12
Figura 1. 12. SWN aplicado a México para el periodo 2010-2022.	13
Figura 1. 13. Distribución temporal de cada tipo de tromba marina.	14
Figura 1. 14. Caso de tornado supercelda en San Carlos, Tamaulipas. Tomada de Grupo Reforma (2020).	15
Figura 1. 15. Velocidad de base de los radares de San Antonio y Brownsville, Texas para las superceldas de Tamaulipas y Coahuila respectivamente.	15
Figura 1. 16. UH filtrada a $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ y promediada cada 30 minutos para la supercelda en Coahuila en a) y Tamaulipas en b).	16
Figura 1. 17. Corte vertical de la reflectividad (dBZ) y velocidad vertical (ms^{-1}) para la supercelda en Tamaulipas simuladas por el modelo WRF-ARW.	16
 Figura 2. 1. Modelo esquemático de formación de un tornado supercelda. Tomada de Markowski & Richardson (2013).	22
Figura 2. 2. Modelo esquemático de formación de un tornado no supercelda. Tomada de Markowski & Richardson (2011).	24
Figura 2. 3. Delimitación del ‘callejón de los tornados’ en rojo, y el ‘callejón de los tornados Dixie’ en verde en Estados Unidos. Tomada de Gagan et al. (2010).	26
Figura 2. 4. Módulos principales del modelo WRF-ARW. Tomada de Skamarock et al. (2019).	27
 Figura 3. 1. A la izquierda, el área gris sobre México delimita la FVTM. Los cuadros verde, amarillo y rojo indican los dominios D01, D02 y D03. En el centro, la elevación del terreno del área de estudio. El punto negro muestra la ubicación del SNBAP y los puntos rojos indican la posición de las EMAS. A la derecha, se muestra una fotografía de la familia de cinco tornados ocurridos en SNBAP el 1 de mayo de 2020 (Payán Quinto, 2020).	38
Figura 3. 2. Cartas sinópticas para el 30/04/2020, 2000 UTC (fila superior) y el 01/05/2020, 1800 UTC (fila inferior). Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 500 hPa en a) y c), e isolíneas de humedad relativa (%) a 850 hPa en b) y d). La línea azul/roja indica la posición de un frente frío. La línea verde punteada delimita una vaguada.	41
Figura 3. 3. TOABT (K) del satélite GOES-16, de izquierda a derecha, a las 2100, 2200 y 2300 UTC del 1 de mayo de 2020. La intersección de las líneas indica la ubicación de SNBAP.	42
Figura 3. 4. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), humedad relativa en superficie (%) e isotermas ($^{\circ}\text{C}$) en b), y un zoom de D03 de la temperatura de la superficie ($^{\circ}\text{C}$) con vectores de viento en c) a las 2200 UTC. Los números y los puntos blancos 1, 2 y 3 indican las circulaciones ciclónicas encontradas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP.	

El cuadro y la línea en a) delimitan el zoom en c) y muestran la sección transversal en la Figura 2.6, respectivamente.	44
Figura 3. 5. MFC ($\text{g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) en superficie en a) y a 1 km de altura en b) a las 2200 UTC. Los números y los puntos azules 1, 2 y 3 indican circulaciones ciclónicas identificadas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP.	46
Figura 3. 6. Secciones transversales verticales de las tres circulaciones de viento vertical (m s^{-1}) en a) y humedad relativa (%) en b) a las 2200 UTC. De izquierda a derecha, las líneas grises indican la posición de 1, 2 y 3, respectivamente.	47
Figura 3. 7. UH (m^2s^{-2}) de 0 a 3 km en a), zoom de D03 de los términos de estiramiento ($\times 10^{-4}\text{s}^{-2}$) en b) y de enderezamiento de la vorticidad ($\times 10^{-4}\text{s}^{-2}$) en c) respectivamente. El cuadro en a) delimita el área de zoom en b-c). Los asteriscos indican la ubicación de SNBAP.	48
Figura 3. 8. Terreno del modelo (m) al 80% y vectores de viento en la superficie en a) y un zoom de D03 de la temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) con vectores de viento en b) a las 2200 UTC. La línea roja indica la convergencia de las masas.	49
Figura 3. 9. Diferentes perspectivas de la simulación de trayectorias lagrangianas para los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 3.4c.	51
Figura 3. 10. Distribución de la humedad específica (g kg^{-1}) y contornos de densidad del aire (kg m^{-3}) a las 2200 UTC en a), y una sección transversal N-S de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y componente vertical del viento (m s^{-1}) a las 2130 UTC en b) y a las 2230 UTC en c). El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP, y la línea blanca es la sección transversal de los gráficos b-c). La línea negra indica la posición de la línea de convergencia.	52
Figura 3. 11. CAPE (J kg^{-1}) en a), altura del terreno (m) con contornos de magnitud del viento (m s^{-1}) en b), vorticidad relativa ($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$) en c) y LCL (m) en d) a las 2200 UTC. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP.	53
Figura 4. 1. Área de estudio y configuración de los dominios WPS. Las líneas continuas muestran la configuración para el tornado del estado de Querétaro (QR), mientras que las líneas discontinuas para el tornado del estado de Tlaxcala (TX). Los colores muestran el ID del dominio: negro (d01), rojo (d02) y azul (d03). Las capitales también se muestran con puntos negros. La FVTM (Morrone et al., 2017) se representa en rojo sombreado.	59
Figura 4. 2. Representación tridimensional del d03 utilizado para las simulaciones numéricas centradas en los tornados de (a) Tlaxcala (TX) y (b) Querétaro (QR). Los puntos blancos indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.	60
Figura 4. 3. TOABT (K) (canal 6) a (a-d) 2000-2300 UTC, 27 de mayo de 2016, y (e-h) 2100-2300 UTC, 6 de agosto y 24:00 UTC, 6 de agosto de 2017. Los puntos blancos indican la ubicación aproximada de los tornados: datos obtenidos del satélite GOES en cuadrícula (Knapp, 2017).	63

Figura 4. 4. CAPE simulado por el modelo WRF-ARW (a, b) (J Kg^{-1}) y LR24 ($^{\circ}\text{C Km}^{-1}$) (c, d) a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (columna izquierda) y a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (columna derecha). Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.	65
Figura 4. 5. MLS simulada por el modelo WRF-ARW (a, b) y SRH de 0-1 km (c, d), a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (columna izquierda) y a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (columna derecha). Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.	67
Figura 4. 6. MFC superficial simulada por el modelo WRF-ARW ($\times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (a) y a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (b). Los cuadros azules indican una ubicación aproximada de cada tornado documentado.	68
Figura 4. 7. NSTP simulado por el modelo WRF-ARW (Baumgardt & Cook, 2006) a las (a) 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 y a las (b) 2130 UTC del 27 de mayo de 2016. Los cuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.	69
Figura 4. 8. Reflectividad máxima (dBZ) simulada por el modelo WRF-ARW (sombreado en color) y estiramiento de la vorticidad relativa ($\times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 591 AGL (contornos de color). Los contornos rojos (azules) representan el estiramiento negativo (positivo) de la vorticidad a (a) las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 y (b) las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016. Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.	70
Figura 4. 9. El modelo WRF-ARW simuló la vorticidad relativa de 591 AGL ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (color sombreado), la velocidad del viento vertical de 591 AGL (m s^{-1}) (líneas punteadas rojas), los vectores de viento horizontales de la superficie y la altura del terreno (isohipsas marrones) a las 2120, 2130, 2140 UTC, 27 de mayo de 2016 (arriba) y a las 2240, 2250, 2300 UTC, 6 de agosto de 2017 (abajo).	71
Figura 4. 10. Diagrama de Hovmöller de vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) simulado con el modelo WRF-ARW. Longitud establecida en $99^{\circ}43'$ en a), latitud establecida en $20^{\circ}45'$ en b), latitud establecida en $20,665^{\circ}$ para el 6 de agosto de 2017 c) y longitud establecida en $-98,182^{\circ}$ para el 27 de mayo de 2016 d). Se muestra la velocidad del viento vertical de 591 AGL (m s^{-1}) (líneas punteadas rojas) para la ubicación aproximada de cada tornado documentado en c) y d).	73
Figura 4. 11. Esquema de la formación de vorticidad en el eje vertical por interacción viento-orografía.	74
 Figura 5. 1. Configuración del dominio del modelo. El triángulo negro indica la posición aproximada de la manga marina cuando toca tierra. Los puntos rojos indican la posición de las EMAS.	79
Figura 5. 2. Distribución de las trombas marinas en México para el periodo 2010-2022.	81
Figura 5. 3. SWN aplicado a México para el periodo 2010-2022.	82

Figura 5. 4. Gráficos sinópticos para el 8 de agosto de 2018 a las 1200 UTC. Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa (arriba) e isolíneas de humedad relativa (%) en 850 hPa (abajo). La línea verde punteada muestra las vaguadas. La línea verde continua muestra las ondas tropicales.	83
Figura 5. 5. Imágenes satelitales GOES-16 de la TOABT (K) de izquierda a derecha a las 1311, 1331 y 1351 UTC el 8 de agosto de 2019. La intersección de las líneas indica la ubicación de Coatzacoalcos.....	83
Figura 5. 6. Vectores de temperatura (°C) y viento superficial simulados por el modelo WRF-ARW.	85
Figura 5. 7. MLS (m s^{-1}) y humedad específica (g Kg^{-1}) simuladas por el modelo WRF-ARW.	86
Figura 5. 8. CAPE (J kg^{-1}) en a), y potencial de generación de vorticidad (m s^{-2}) en b) simulados por el modelo WRF-ARW.	87
Figura 5. 9. Distribución temporal de cada tipo de tromba marina.....	88
Figura 5. 10. Distribución espacial de cada tipo de tromba marina.	89
Figura 5. 11. Índices de inestabilidad calculados: a) MUCAPE, b) WMAXSHEAR, c) Índice total de totales (Índice TT), d) LCL, e) SRH de 0 a 1 km (SRH01), y f) LR01.....	90
Figura 5. 12. Vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) en a), estiramiento de la vorticidad ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$) en b) y MFC ($\times 10^{-7} \text{ g Kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) en c), simulados por el modelo WRF-ARW.	92
 Figura 6. 1. A la izquierda, el área roja (azul) sobre México delimita los dominios D1 y D01. En el centro, la elevación del terreno del área de estudio indicando los dominios D1, D2 y D3 (D01, D02, y D03) para la supercelda de Coahuila (Tamaulipas). Los puntos indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila. A la derecha, se muestra una fotografía del tornado supercelda en San Carlos, Tamaulipas. Tomada de Montoya Escobedo (2020).	97
Figura 6. 2. Reflectividad 0.5° de elevación para el 24 de mayo 2020 a las 2346UT, NEXRAD LEVEL III. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y al norte la firma de tornado en Coahuila.	99
Figura 6. 3. Velocidad de base a 0.5° para el 24 de mayo 2020 a las 2346UTC, NEXRAD LEVEL III en a). Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila. Lineamientos de reconocimiento de mesociclón establecidas por el NSSL en Oklahoma en b).	100
Figura 6. 4. Actividad eléctrica registrada, válido para las 0000 UTC del 25 de mayo del 2020. El punto azul muestra la posición del tornado en SCT y el verde la firma de tornado en Coahuila.	100

Figura 6. 5. Carta sinóptica para el 25 de mayo de 2020 a las 0000 UTC. Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa (izquierda) e isolíneas de humedad relativa (%) en 850 hPa (derecha). La línea azul/roja indica la posición de un frente frío. La línea naranja indica una línea seca. La línea amarilla muestra un canal de baja presión.....	101
Figura 6. 6. TOABT (K) durante la formación de los tornados en Coahuila (líneas rojas) y SCT (líneas negras).	102
Figura 6. 7. Reflectividad máxima simuladas por el modelo WRF-ARW. A la izquierda la simulación para Coahuila, a la derecha la simulación para Tamaulipas. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.	103
Figura 6. 8. Termodiagrama de la estación DRT Del Río (a), y termodiagramas simulados por el modelo WRF-ARW para las superceldas en Coahuila en a) y para la supercelda en Tamaulipas en b) válidos para las 0000UTC del 25 de mayo de 2020.....	104
Figura 6. 9. UH filtrada ($>60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) y promediada cada 30 minutos, simulada por el modelo WRF-ARW. A la izquierda la simulación para la supercelda en Coahuila, a la derecha la simulación para la supercelda en Tamaulipas. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.	105
Figura 6. 10. Precipitación acumulada en dos horas para la supercelda en Coahuila en a) y la supercelda en Tamaulipas en b) por el modelo WRF-ARW y precipitación acumulada en dos horas estimada por el satélite en c). Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.	106
Figura 6. 11. Series de tiempo de la CAPE (J kg^{-1}) (arriba) y de la de la Humedad específica ($\times 10^{-3} \text{ gr Kg}^{-1}$) (abajo) simuladas por el modelo WRF-ARW.	107
Figura 6. 12. Corte vertical de la reflectividad (dBZ) y velocidad vertical (m s^{-1}) para la supercelda en Tamaulipas simuladas por el modelo WRF-ARW.	108
Figura 6. 13. Índice universal de tornado para la supercelda en Coahuila (izquierda) y de Tamaulipas (derecha) simulado por el modelo WRF-ARW. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.....	109
 Figura 7. 1. Tornados (rojo) y trombas marinas (azul) que han ocurrido en México durante el periodo 2000-2023. Datos obtenidos de Comisión Interinstitucional para el Análisis de Tornados y Tormentas Severas (2013), León-Cruz et al. (2022) y recopilación propia. Elaboración propia.	112
Figura 7. 2. Densidad poblacional en México al año 2020 (CIESIN, 2018). Elaboración propia.	113
Figura 7. 3. Elevación del terreno de México (m).	114

Figura 7. 4. Orografía de la zona de estudio. Los recuadros negro, azul y rojo indican la ubicación aproximada de los TM en Hueyotlipan, Tlax., SJCP y SNBAP, respectivamente. Tomada de Monterde et al. (en prensa)..... 115

Figura 7. 5. Índice de vulnerabilidad en a) y exposición en b) a nivel municipal para el área de estudio. Los puntos indican la localización de los eventos de TM. Tomada de Monterde et al. (en prensa)..... 116

Figura 7. 6. Número promedio anual de tornados por estado en Estados Unidos. Tomada de Storm Prediction Center (2023). 117

Figura 7. 7. Una climatología de 41 años del percentil 99.9 del Parámetro de Supercelda Compuesto (SCP, por sus siglas en inglés). Tomada de Taszarek et al. (2021). 118

Resumen

Estudio numérico de la tipología de tornados en México aplicando el modelo WRF-ARW

El siguiente trabajo de tesis hace una revisión de la variedad de tornados que se forman en México: tornados supercelda y no supercelda, múltiples, ciclónicos y anticiclónicos y trombas marinas. Se emplea la modelación numérica con el modelo WRF-ARW como primer recurso para hacer este análisis. Además, se contempla la orografía compleja de México como un factor principal a considerar durante la génesis de tornados de cada tipo. Se introduce el término “Corredor de tornados múltiples (TM)” a una zona entre los límites de Puebla y Tlaxcala por ser escenario de tres casos de TM. Con ayuda de los índices de marginación del Consejo Nacional de Población (CONAPO) y análisis de la densidad poblacional del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), se establecen algunas aproximaciones de la vulnerabilidad y exposición de la población ante este tipo de eventos. Y se aplica el modelo HYSPLIT para describir un caso de TM. Además, se exhibe una climatología de trombas marinas en México utilizando el nomograma de Szilagyi. Por la aleatoriedad de tornados ciclónicos y anticiclónicos en la FVTM se analizan los orígenes de la vorticidad en dos casos de tornados anticiclónicos. Por último, se explora la génesis de tornados supercelda a través de dos superceldas tornádicas al noreste de México. Los resultados indican que la orografía actúa como canalizador de masas de aire; pero además interacciona con flujos locales para generar vorticidad ciclónica y anticiclónica por igual y esto favorece la aleatoriedad de tornados con giros en ambos sentidos en la FVTM. Por otra parte, las trombas marinas en México en su mayoría muestran un origen por tormenta eléctrica. Pero hay un número grande de trombas marinas que no se adecuan al nomograma de Szilagyi y se recomienda su modificación. Finalmente, se reconoce la capacidad del modelo para simular la génesis de todos los tipos de tornados estudiados en este trabajo, incluyendo los tornados supercelda. Para este caso, por los resultados del modelo, podría confirmarse una firma de tornado por radar al norte de Coahuila.

Palabras clave: tornados, tipología, modelación numérica, trombas marinas, superceldas, orografía compleja, México

Abstract

Numerical study of tornado typology in Mexico using the WRF-ARW model

The following thesis reviews the variety of tornadoes that form in Mexico: supercell and non-supercell tornadoes, multiple tornadoes, cyclonic and anticyclonic tornadoes, and waterspouts. Numerical modeling with the WRF-ARW model is used as the primary resource for this analysis. Furthermore, Mexico's complex topography is considered a primary factor during the genesis of each type of tornado. The term "Multiple Tornado Corridor" is introduced to an area between the borders of Puebla and Tlaxcala, as it has been the site of three multiple tornadoes. Using the Consejo Nacional de Población (CONAPO) marginalization indices and the Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) population density analysis, some approximations of the population's vulnerability and exposure to these types of events are established. The HYSPLIT model is applied to describe a case of multiple tornadoes. In addition, a waterspout climatology in Mexico is presented using the Szilagyi nomogram. Due to the randomness of cyclonic and anticyclonic tornadoes in the TMF, the origins of vorticity are analyzed in two cases of anticyclonic tornadoes. Finally, the genesis of supercell tornadoes is explored through two tornadic supercells in northeastern Mexico. The results indicate that the orography acts as a channel for air masses; it also interacts with local flows to generate cyclonic and anticyclonic vorticity equally, favoring the randomness of tornadoes with bidirectional rotation in the TMF. Furthermore, waterspouts in Mexico mostly originate from thunderstorms. However, a large number of waterspouts do not fit the Szilagyi nomogram, and its modification is recommended. Finally, the model's ability to simulate the genesis of all types of tornadoes studied in this work, including supercell tornadoes, is acknowledged. In this case, based on the model results, a radar tornado signature could be confirmed in northern Coahuila.

Keywords: tornadoes, typology, numerical modeling, waterspouts, supercells, complex orography, Mexico

Capítulo 1

Introducción al fenómeno de tornado en México

1.1 Perspectiva de tornados en México

En México ocurren prácticamente todos los tipos de tornados documentados. Los tornados llamados de supercelda son observados principalmente en el norte y noreste de México, donde existen condiciones orográficas y meteorológicas parecidas a las encontradas en el sureste de los Estados Unidos de América (Texas, Oklahoma). Tornados denominados de no-supercelda, ciclónicos y anticiclónicos (landspouts en inglés). Este es el tipo de tornados que ocurren principalmente en México, con un mayor número de tornados documentados en el centro del país en la denominada Franja Volcánica Transmexicana, región caracterizada por una compleja orografía. De la información recabada se infiere que el fenómeno de tornado ocurre en casi todo el territorio mexicano. Otra clase de tornados son los que ocurren sobre la superficie marina, mar o lagos, estos tornados son conocidos en México como trombas marinas (waterspouts por su nombre en inglés). La documentación de las trombas marinas revela que ocurren prácticamente a lo largo de todas las costas de México. La cercanía de las trombas marinas a la costa tiene que ver con zonas donde hay poblaciones o puntos de observación, pero probablemente ocurren en amplias regiones marinas del planeta. Estadísticas y características de estos tipos de tornados se describen de manera general en este capítulo y con profundidad, cada uno de ellos, en los capítulos posteriores.

El estudio de tornados en México se ha mantenido incógnito desde un primer avistamiento en el año 1521 (Figura 1.1) y hasta inicios del siglo en curso. Las primeras investigaciones sobre este tipo de fenómenos meteorológicos las realiza Macías Medrano (2001). En este estudio hace un recuento y descripción de algunos casos reportados. Macías, por primera vez, hace un llamado a reconocer que, en México, los tornados existen y han existido desde siempre. Por otro lado, identifica otras maneras en que la población ha renombrado a los tornados, como, por ejemplo, huracanes, lluvias abundantes, granizadas, viento e inundaciones. Incluso en la actualidad, en la recopilación y verificación de casos de tornados, se pueden encontrar en redes sociales nombres como: culebras de agua, mangas de agua, remolinos, entre otros.



Figura 1. 1. El primer tornado documentado en América del Norte y en México ocurrido el 22 de agosto de 1521 cerca de Tlatelolco (hoy en día Ciudad de México). La pintura al óleo lleva por título “Tempestad en los llanos de Aragón” (Almanza, 1885).

En una primera climatología de tornados en México, se contabilizan un total de 126 casos para el periodo del 2000 a 2012, es decir, un promedio de $9.7 \sim 10$ tornados anuales (Macías & Avendaño, 2014). Este cómputo excluye a los estados de San Luis Potosí, Querétaro y Morelos de reporte alguno de tornados. Por el contrario, distingue los estados del centro con el 50% de los casos registrados y al Estado de México como el estado con el mayor número de casos con 14 eventos en este lapso. En una segunda climatología que comprende desde el año 2000 y hasta el 2017, se reportan 331 eventos de tornados con una media anual cercana a los 18 (Carbajal et al., 2019a). Sin embargo, se acentúa que, en los últimos cuatro años de esta climatología, se registran 30, 50, 46 y 58 tornados, respectivamente. Por lo que destaca un incremento en las estadísticas de registros de tornados que los autores vinculan al auge del internet y las redes sociales que hemos venido experimentado en los últimos años. Por otro lado, Carbajal et al. (2019), también muestra una tendencia a que, en la parte central de México, los tornados suelen desarrollar un giro ciclónico y anticiclónico por igual. Aunque este hecho este justificado al tratarse de un balance ciclostrófico, es una situación interesante ya que, hasta ahora, no hay

registro de un hecho similar en otras regiones del mundo. Los autores relacionan dicha tendencia a cuestiones orográficas. Más adelante, en este trabajo, se indagará sobre el papel de la orografía en la generación de vorticidad vertical para la tornadogénesis.

Adicionalmente, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), comienza a poner particular atención a la incidencia de tornados en México a partir del año 2018. Es así como, para el periodo que comprende los años 2018 al 2023, reporta una media cercana a los 22 tornados anuales (López Quiroz et al., 2022, 2023; Pascual Ramírez et al., 2018, 2019, 2020a, 2021). Así mismo, en sus Pronósticos Meteorológicos diarios de las 6 y las 18 h, alertan sobre la posible generación de tormentas severas y tornados cuando las condiciones meteorológicas así lo indican. Esto representa un pequeño avance, resultado de las investigaciones que hasta ahora se han hecho sobre tornados en México.

1.2 Tornados no supercelda: TM

México ha sido escenario de tres casos de TM clasificados como tornados no supercelda. El primero, una dupla de tornados registrados en Hueyotlipan, Tlaxcala el 16 de mayo de 2019; el segundo una triada de tornados sobre San José Chiapa, Puebla (SJCP) el 20 de abril de 2020; y el tercero un evento extraordinario con un total de cinco tornados simultáneos en las proximidades de San Nicolás Buenos Aires, Puebla (SNBAP), a tan solo 25 Km de distancia del segundo, ocurrido el 01 de mayo de 2020 (Figura 1.2). Los tres casos ocurridos en zonas relativamente cercanas unos con otros, y en temporadas similares se ha sugerido que puede existir algún mecanismo que impulsa la tornadogénesis múltiple en esta región.



Figura 1. 2. Casos de TM en México. Evento de tres tornados en SJCP en a), evento de cinco tornados en SNBAP en b), y evento de una dupla de tornados en Hueyotlipan, Tlaxcala c). Tomado de Ramírez (2020), Payán Quinto (2020), y Carranza (2019), respectivamente.

La investigación de tornados ha recaído en la modelación numérica debido a la escasez de instrumentos de medición en México. Uno de los modelos más recurridos es el modelo

Weather Research and Forecasting (WRF-ARW). Esta investigación con una alta resolución (250 m) ha permitido la simulación de las condiciones meteorológicas, es decir, las características físicas de las masas de aire involucradas durante eventos de tornados (Figura 1.3), desde el campo de vientos, humedad relativa y la temperatura. Uno de los resultados destacables fue la modelación de un evento de TM en México con una resolución de 250 m, que pudo reproducir tres misociclones que se originaron por la conjugación de tres masas de aire en la orografía del lugar.

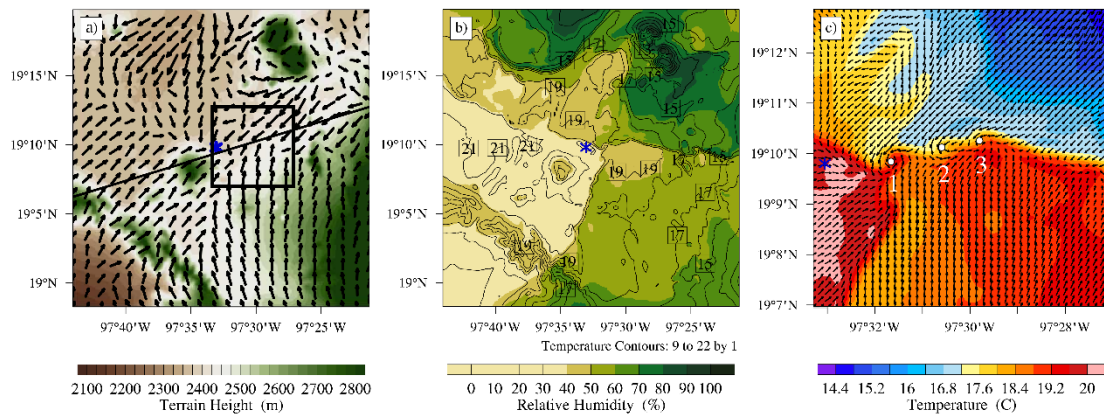


Figura 1. 3. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), humedad relativa en superficie (%) e isotermas (°C) en b), y un zoom de D03 de la temperatura de la superficie (°C) con vectores de viento en c) a las 2200 UTC. Los números y los puntos blancos 1, 2 y 3 indican las circulaciones ciclónicas encontradas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP. El cuadro en a) delimitan el zoom en c).

Además, efectuar el cálculo de variables básicas como la densidad del aire y la humedad específica, así como los cortes verticales en uno de los misociclones (Figura 1.4), fue suficiente para determinar la dinámica presente durante el desarrollo de los TM. Se puede observar como la masa de aire del norte avanza mientras que la del sur asciende sobre esta. Al ascender con altos valores de humedad se condensa y forma la tormenta vinculada a los TM en SNBAP.

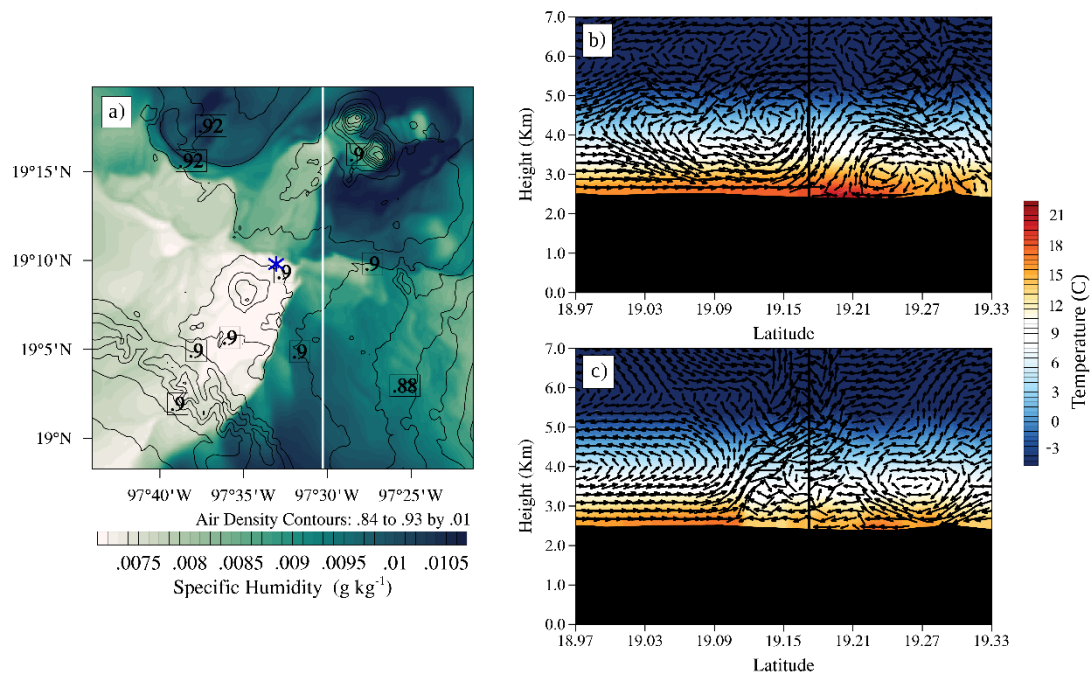


Figura 1. 4. Distribución de la humedad específica (g kg^{-1}) y contornos de densidad del aire (kg m^{-3}) a las 2200 UTC en a), y una sección transversal N-S de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y componente vertical del viento (m s^{-1}) a las 2130 UTC en b) y a las 2230 UTC en c). El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP, y la línea blanca es la sección transversal de los gráficos b-c). La línea negra indica la posición de la línea de convergencia.

Por otro lado, la modelación numérica permitió efectuar experimentos sobre el efecto de la orografía sobre la dinámica de las masas de aire y, consecuentemente, sobre la formación de tormentas y tornados. Cálculos llevados a cabo con una orografía ligeramente reducida se pudo observar que la dinámica de masas fue diferente y ya no se generaban los misociclones o tornados, comprobando que la orografía es un factor relevante en la formación de tormentas severas y de tornados. Estos pequeños cambios generaron otras circulaciones (misociclones), incluso de diferente signo (ciclónicos y anticiclónicos) (Figura 1.5).

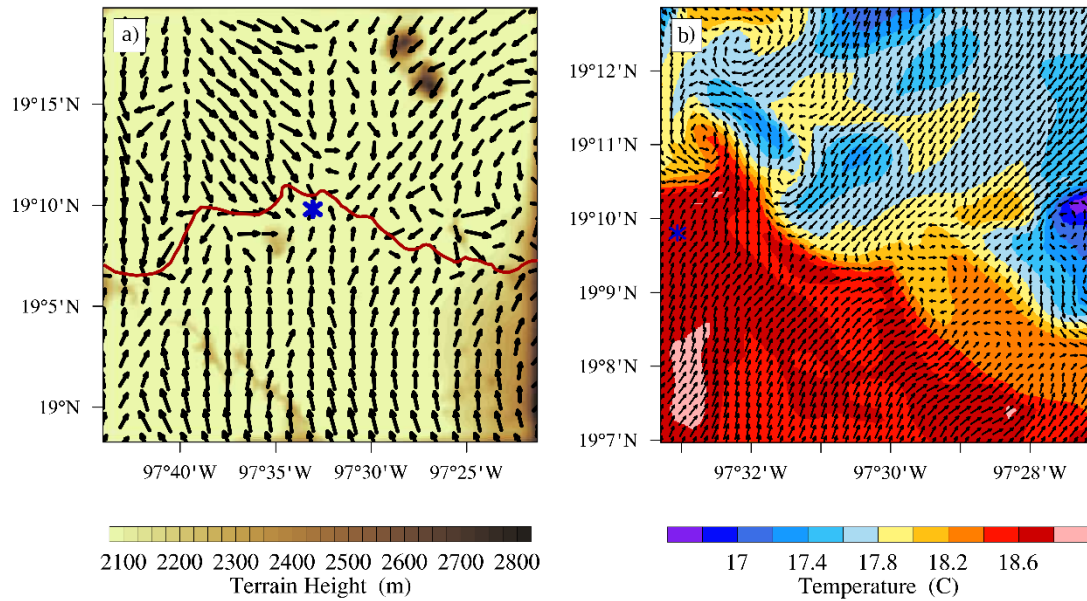


Figura 1. 5. Terreno del modelo (m) al 80% y vectores de viento en la superficie en a) y un zoom de D03 de la temperatura en superficie (°C) con vectores de viento en b) a las 2200 UTC. La línea roja indica la convergencia de las masas.

Otra técnica para investigar la inestabilidad atmosférica, el ascenso de aire y la presencia de un tornado es la modelación de trayectorias Lagrangianas. El modelo HYSPLIT que es ampliamente usado en las ciencias atmosféricas permitió observar un ascenso en espiral de las tres circulaciones asociadas a los tres misociclones o tornados encontrados (Figura 1.6). Las partículas ascendieron en la vertical hasta llegar a una altura que se asemeja al Nivel de Condensación por Ascenso (LCL, por sus siglas en inglés) que en ocasiones es un proxy de la altura de la base de la nube.

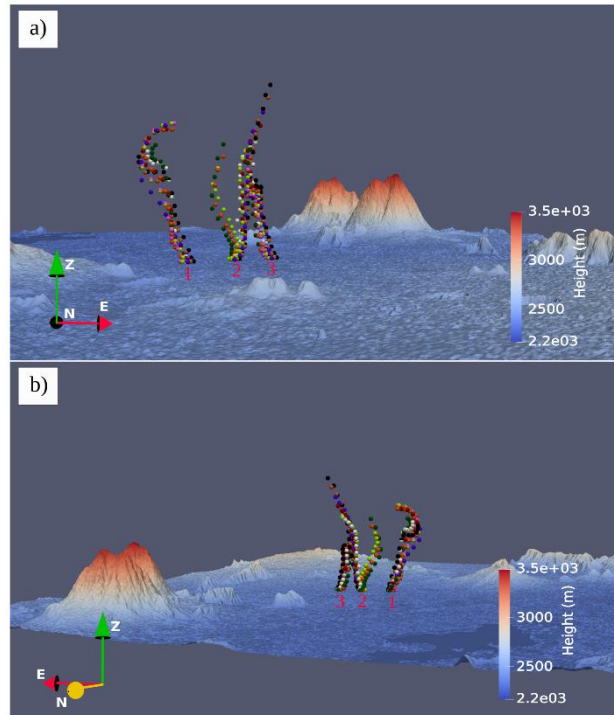


Figura 1. 6. Diferentes perspectivas de la simulación de trayectorias lagrangianas para los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 1.3c.

1.3 Tornados anticiclónicos

Una característica de los tornados no supercelda que ocurren en México son los porcentajes semejantes de incidencia de tornados ciclónicos y anticiclónicos de aproximadamente 50 %, al menos en la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que hasta donde se ha podido documentar presenta la mayor densidad de casos de ocurrencia de tornados. Este hecho es muy relevante pues en USA, Canadá y en otras regiones del hemisferio norte el número de tornados anticiclónicos es muy pequeño en comparación a los ciclónicos. Por esta razón, en esta tesis se le da mucha importancia a conocer los mecanismos que intervienen en la incidencia de tornados anticiclónicos.

Se escogieron, de manera aleatoria, tres casos de tornados anticiclónicos recientes de la lista publicada por Carbajal et al. (2019a). El primero, un pequeño tornado anticiclónico ocurrido en Chiautempan, Tlaxcala el 27 de mayo de 2016; y el segundo ocurrido el 06 de agosto de 2017 sobre los límites de Cadereyta de Montes, Querétaro (Figura 1.7).



Figura 1. 7. Casos de tornados anticiclónicos en México. Evento en Chiautempan, Tlaxcala a), y evento en Cadereyta de Montes, Querétaro b). Tomado de Nava Briones (2016), y Nieves (2017), respectivamente.

En México, cerca del 40% de los tornados que ocurren en México ocurren en una zona conocida como la FVTM (Figura 1.8). En esta zona, además muestran una tendencia a desarrollar tornados con un giro ciclónico y anticiclónico de forma aleatoria (Carbajal et al., 2019a). A pesar de que este hecho es físicamente válido porque los tornados se clasifican como flujos ciclostróficos, es decir, un balance entre la fuerza centrífuga y la fuerza de gradiente de presión. Es propio cuestionarse los orígenes de la vorticidad, dado que diferentes autores como Markowski & Richardson (2011) o Clark & Smart (2016) han reportado que estos pueden originarse por frentes de ráfaga, eddys de mesoescala, límites entre masas de aire y brisas para los eventos de trombas marinas. Sin embargo, en sitios como México, y en concreto la FVTM que su mayor característica es la orografía compleja. Es necesario sugerir un posible ajuste en la teoría conocida.

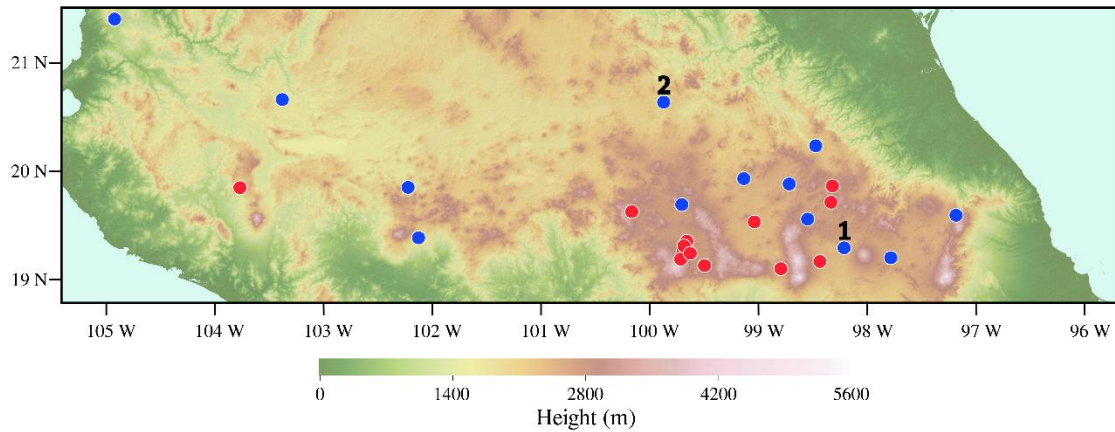


Figura 1. 8. Terreno del modelo (m). Los puntos rojos (azules) indican los tornados ciclónicos (anticiclónicos) para el periodo 2000-2017. Los números 1 y 2, representan la ubicación de los tornados en Chiautempan y Cadereyta, respectivamente. Tomado y modificado de Carbajal et al. (2019a).

Con el modelo WRF se simularon los casos de Querétaro y Tlaxcala. Los resultados indican que la generación y advección de vorticidad vertical por la interacción viento-orografía es relevante. En la Figura 1.9 se observa la orografía con vectores de viento para el caso en Querétaro. Se puede visualizar una montaña al noreste del dominio que hace curvar los vientos que vienen de noreste y siguen su camino con dirección a donde fue reportado el tornado (entre Cadereyta y Ezequiel de Montes). A la derecha, se observa la respuesta de la vorticidad relativa: un mecanismo físico en donde el viento al atravesar la montaña por fricción genera vorticidad ciclónica y anticiclónica a los costados. Se distingue vorticidad negativa al sureste y positiva al noreste de la montaña. Pero, además, se puede notar como esta vorticidad es advectada por acción del viento hasta alcanzar el área donde se reporta el tornado anticiclónico.

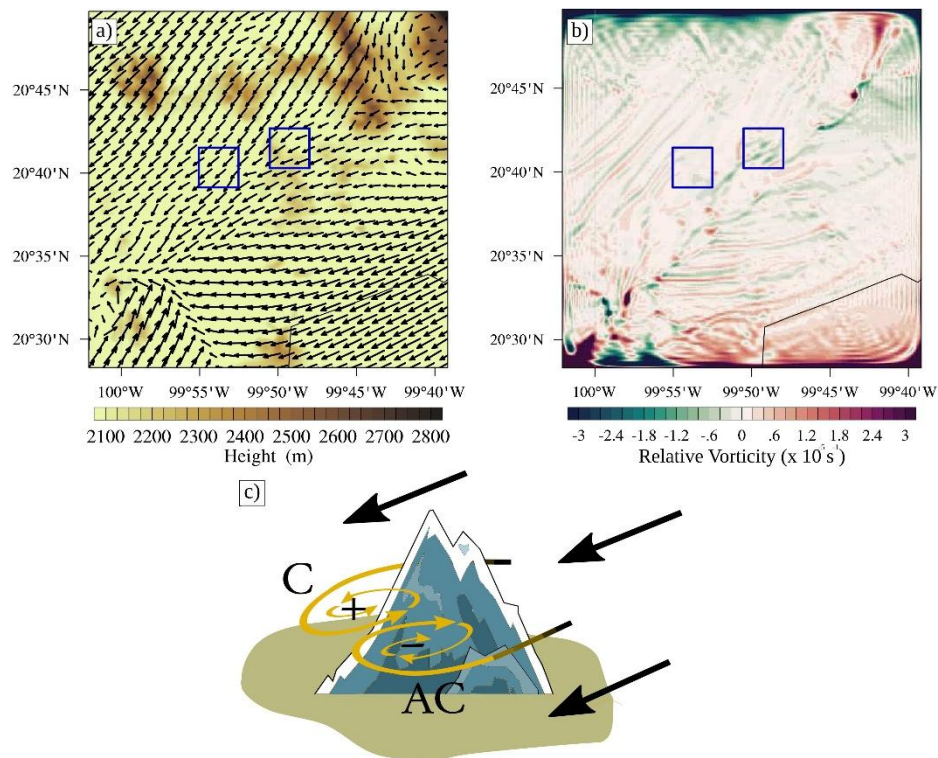


Figura 1. 9. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), vorticidad relativa en b), y esquema de fuente de vorticidad por orografía en c) para el evento de tornado anticiclónico en Querétaro.

Otra herramienta para visualizar el comportamiento de la vorticidad es el denominado diagrama de Hovmöller, graficado justo en donde se produce esta vorticidad, fijado a la longitud a 99°43' (Figura 1.10 a). Se encontró un patrón de vorticidad intercalado entre valores positivos y negativos en el transcurso del tiempo. En la Figura 1.10 b se muestra el diagrama de Hovmöller fijado a la latitud 20°42', lugar en donde fue reportado el tornado anticiclónico en Querétaro. En este se observa como este mismo patrón de vorticidad aparece a partir de las 2230 UTC (por advección). Para las 2250 UTC hora cercana del reporte del tornado esta es completamente negativa.

Para el caso de Tlaxcala, el volcán que interviene en este mecanismo tiene una altura máxima de 4420 metros, La Malinche. En este caso, un viento del sur predomina durante unas dos horas de simulación (no se muestra en este capítulo). En respuesta, la vorticidad en superficie es predominantemente negativa en toda la porción oeste. El diagrama de Hovmöller resultante (Figura 1.10 c), muestra este dominio de la vorticidad anticiclónica. En este diagrama se logra apreciar la advección de vorticidad con dirección al norte al

mostrar un patrón de tipo escalonado. La vorticidad se desplaza hacia el norte por el viento proveniente del sur que predomina en estas dos horas de simulación.

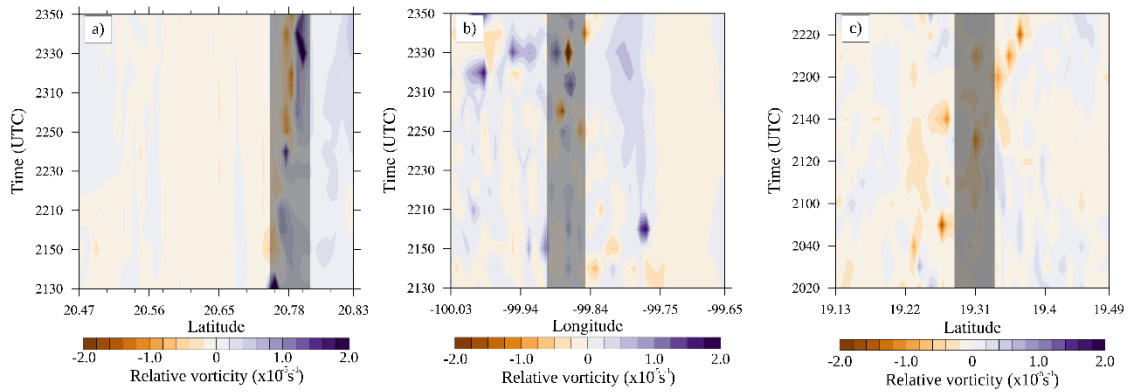


Figura 1. 10. Diagramas de Hovmöller de la vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) fijadas a la longitud $99^{\circ}43'$ en a) y a la latitud $20^{\circ}42'$ en b) para el tornado anticiclónico en Querétaro; y fijado a la a la longitud $98^{\circ}10'$ en c) para el tornado en Tlaxcala.

1.4 Trombas marinas

Otra manifestación del fenómeno de tornado son las llamadas trombas marinas. Puesto que las trombas marinas ocurren con frecuencia en zonas costeras de México es de relevante importancia documentarlas. En una climatología realizada para México, en el periodo 2010-2022, se registraron un total de 103 trombas marinas, distribuidas homogéneamente en costas mexicanas y en algunos otros cuerpos de agua. Un caso que llamó la atención fue el ocurrido el 08 de agosto del 2019 en Coatzacoalcos, Veracruz (Figura 1.11). Esta tromba marina se desarrolló temprano por la mañana y entró a tierra convirtiéndose en tornado. El tornado logró desplazar una camioneta tipo SUV sobre el malecón de esta ciudad costera.



Figura 1. 11. Caso de tromba marina en Coatzacoalcos, Veracruz. Tomada de infobae (2019).

En la climatología realizada se empleó una herramienta de pronóstico conocida como el Nomograma de Trombas Marinas de Szilagyi (SWN, por sus siglas en inglés). El nomograma fue construido empleando datos de reanálisis ERA5. Esta herramienta permitió clasificar los eventos de trombas marinas de acuerdo con su origen a través de parámetros termodinámicos. Los resultados mostraron que el 70% de las trombas marinas observadas caen dentro de los límites favorables para el desarrollo de trombas. Poco más del 26% se encuentra fuera por arriba del nomograma y tan sólo alrededor del 4% cae fuera por debajo del nomograma (Figura 1.12). Un aspecto que resalta en nuestro nomograma son 13 trombas que no entran en la clasificación por tener una profundidad de la nube convectiva muy grande. Esto sugiere que, en México por su condición tropical, la convección que ocurre para el desarrollo de estas nubes de tormenta es tan intensa que logran un mayor alcance vertical respecto al país del estudio original.

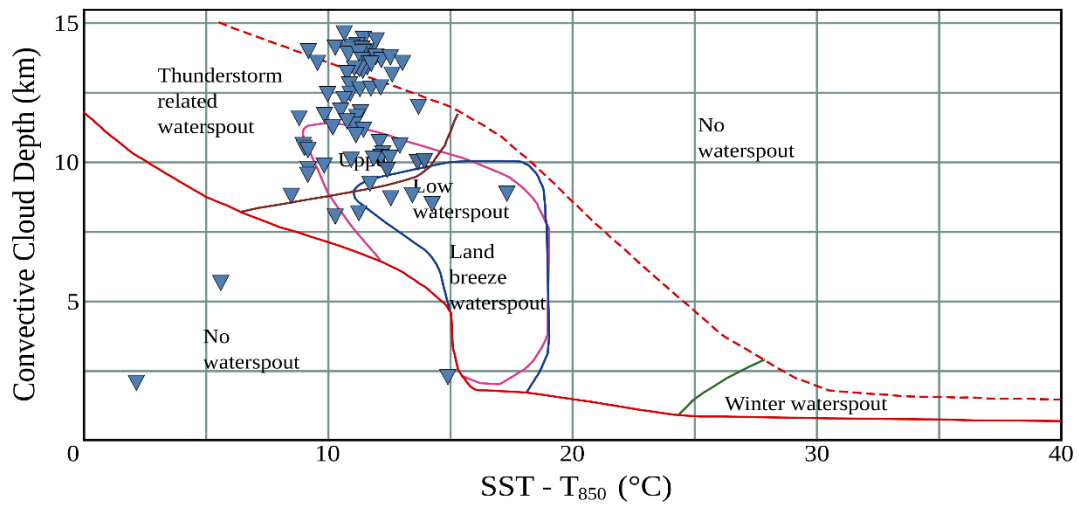


Figura 1. 12. SWN aplicado a México para el periodo 2010-2022.

En la Figura 1.13 se muestra la distribución temporal de cada tipo de tromba marina. Se observa que las trombas marinas asociadas a condiciones de vaguada en altura se desarrollan durante casi todos los meses del año. Por su parte las trombas asociadas a brisas terrales muestran preferencia a desarrollarse durante los meses de invierno. Esto es debido posiblemente a que, en invierno, las condiciones meteorológicas favorecen la brisa terral ya que las temperaturas disminuyen, ocasionando un menor calentamiento de la tierra. Finalmente, las trombas relacionadas a tormentas eléctricas y las clasificadas como no-tromba marina, se desarrollan, como era de esperarse, durante los meses de verano.

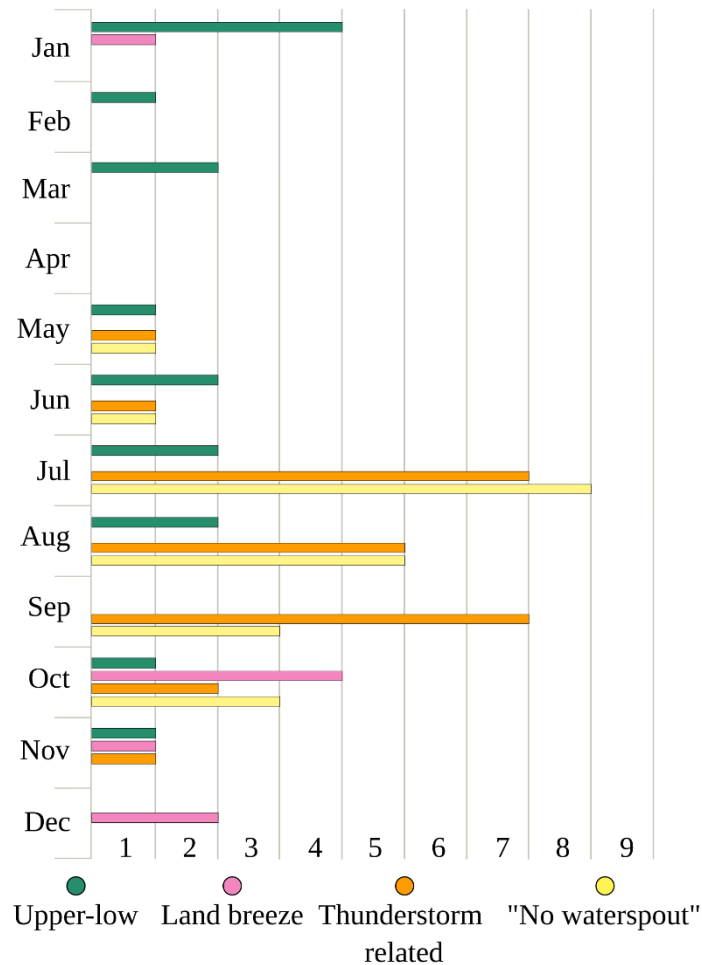


Figura 1. 13. Distribución temporal de cada tipo de tromba marina.

1.5 Tornados supercelda

En México, los tornados supercelda se desarrollan en el noreste, donde las condiciones orográficas tienen parecido con las del sureste de USA donde ocurre un considerable número de tornados de supercelda, sugiriendo una meteorología de tornados semejante para el noreste de nuestro país. En esta tesis se revisó por medio de la simulación numérica con el modelo WRF el caso del tornado supercelda ocurrido en San Carlos, Tamaulipas el pasado 08 de mayo de 2020 (Figura 1.14). Además, se simuló una segunda supercelda que ocurría de manera simultánea al noroeste sobre los límites de Coahuila y Texas.



Figura 1. 14. Caso de tornado supercelda en San Carlos, Tamaulipas. Tomada de Grupo Reforma (2020).

Para el análisis de ambas superceldas se emplearon los radares de San Antonio y Brownsville, Texas que son los más cercanos a San Carlos, Tamaulipas. En el primer radar se pudo encontrar que, a la misma hora en que se reportó el tornado en Tamaulipas, existían una firma de tornado al Norte de Coahuila. Motivo por el cual se analizaron ambas superceldas. La velocidad de base (Figura 1.15) mostraba la típica dualidad de valores de velocidad. Positivos y negativos en cada una de las superceldas que refleja la rotación que ambas adquirieron durante su formación.

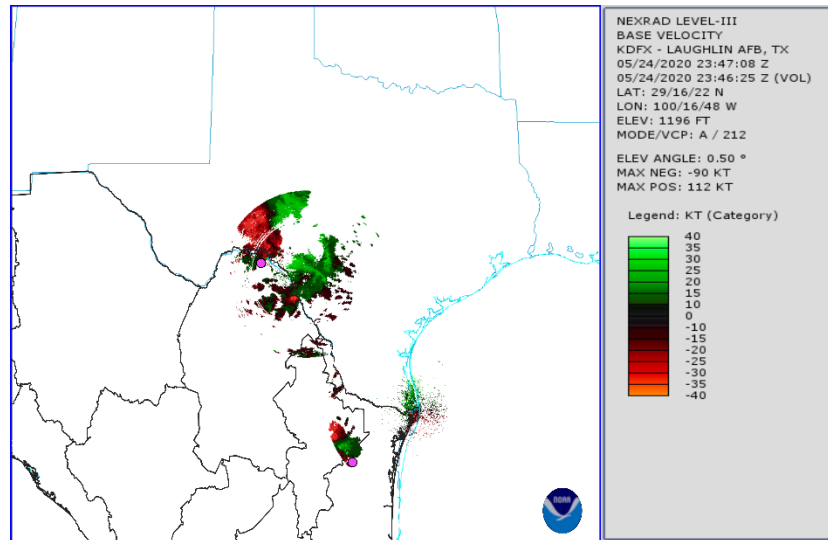


Figura 1. 15. Velocidad de base de los radares de San Antonio y Brownsville, Texas para las superceldas de Tamaulipas y Coahuila respectivamente.

De los resultados de las simulaciones se graficó la helicidad de flujo ascendente (UH, por sus siglas en inglés) filtrada a $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Figura 1.16). Este umbral fue tomado de la

metodología de Zeeb et al. (2024), para identificar y rastrear superceldas. Con esta variable y de acuerdo con la definición de helicidad se pudo localizar la posible corriente ascendente principal, parte fundamental de una supercelda.

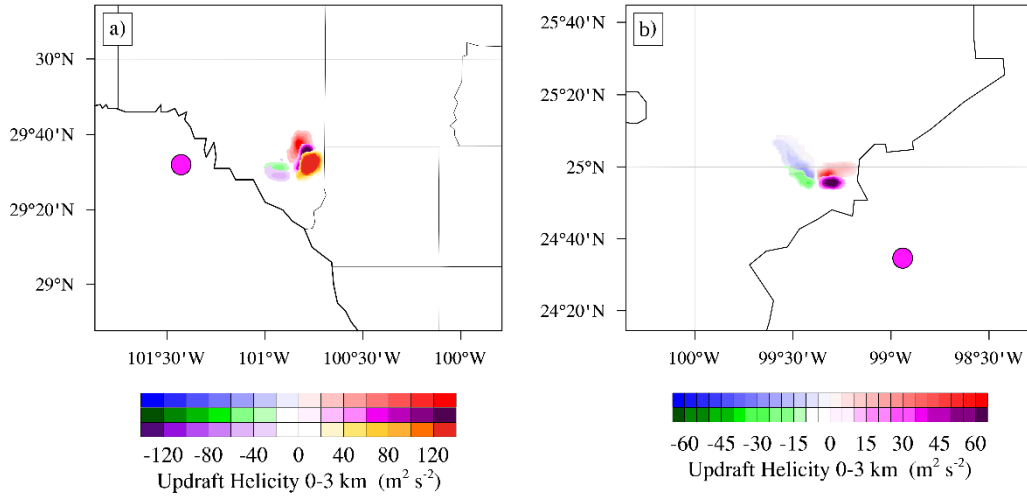


Figura 1. 16. UH filtrada a $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ y promediada cada 30 minutos para la supercelda en Coahuila en a) y Tamaulipas en b).

En un corte vertical de la reflectividad para la supercelda en Tamaulipas, se detectó el desarrollo de un eco débil, que es la formación de un gancho que se forma junto al núcleo más intenso de precipitación (Figura 1.17 a). Este gancho se observa junto a los valores rojos que indicaría la ubicación de la corriente ascendente en rotación ciclónica en una supercelda intensa. La ubicación de la corriente ascendente se puede verificar con el corte de velocidad vertical de la velocidad vertical (Figura 1.17 b).

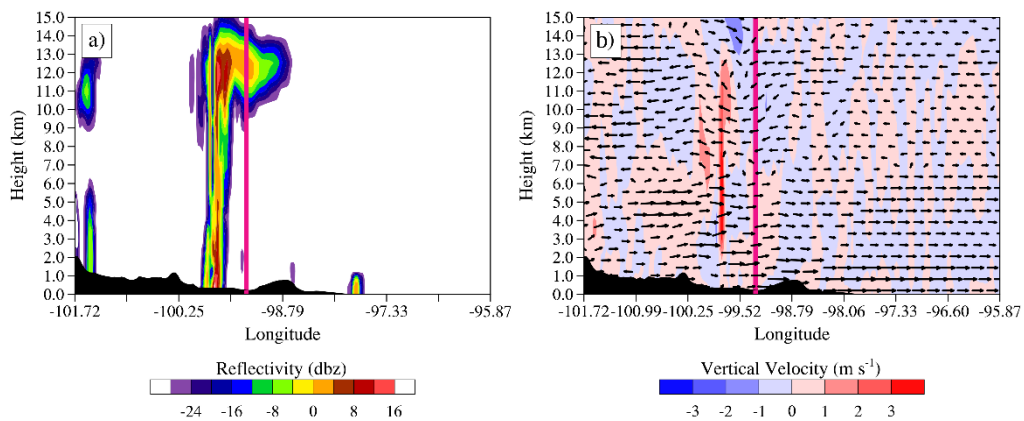


Figura 1. 17. Corte vertical de la reflectividad (dbZ) y velocidad vertical (ms^{-1}) para la supercelda en Tamaulipas simuladas por el modelo WRF-ARW.

1.6 Justificación

México es un país que, por su ubicación geográfica, experimenta año con año el desarrollo de diversos fenómenos naturales que han sido previamente clasificados dentro de una climatología general. Sin embargo, existen otros fenómenos como los tornados que han sido muy poco estudiados a pesar de tener una relativamente alta frecuencia de incidencia. Los tornados son fenómenos meteorológicos muy peligrosos que ocurren prácticamente en todo el mundo (Das et al., 2016). El estudio de tornados en México ha ido avanzando poco a poco en la última década, y se han sugerido varias líneas de investigación entre las que se encuentran una posible relación entre la orografía y el sentido de rotación de los tornados, así como la concentración de tornados en la conocida FVTM (Carbajal et al., 2019), el incremento en el número de tornados anuales (León-Cruz et al., 2022).

La siguiente tesis está dirigida a ilustrar los diferentes tipos de tornados que pueden desarrollarse en México, en qué condiciones meteorológicas se formaron y hacer un esfuerzo por profundizar el conocimiento de su dinámica de su formación.

1.7 Objetivos

1.7.1 Objetivo general

Realizar un estudio de la tipología de tornados que se desarrollan en México empleando la modelación numérica como primer recurso.

1.7.2 Objetivos específicos

- Modelar numéricamente con el modelo WRF-ARW al menos un caso de cada uno de los cuatro tipos de tornados que se desarrollan en México: tornados no supercelda (TM), tornados anticiclónicos, trombas marinas, tornados supercelda.
- Describir los mecanismos de formación de tornados anticiclónicos.
- Implementar el modelo Hysplit como herramienta en la descripción de TM.
- Determinar las condiciones meteorológicas que predominaban antes, durante y después de la formación de los tornados.
- Desarrollar una climatología de trombas marinas en México.

- Determinar la relación entre la orografía y el sentido de rotación de tornados.

1.8 Estructura del trabajo

Se ha mostrado que todos los tipos de tornados existentes ocurren en México. En este capítulo se presentaron sus características principales. En los siguientes capítulos se describen los resultados de las investigaciones numéricas en más detalle dando énfasis a la dinámica y a las condiciones meteorológicas existentes en las que ocurren. La siguiente tesis está constituida por siete capítulos. En el primero de ellos se hace una revisión general de los tornados analizados en este trabajo de tesis y se abordan aspectos básicos de tornados en México. El capítulo dos discute todas las fuentes de datos empleadas para la investigación, se profundiza en el tema de tornados y se describen las herramientas numéricas empleadas que se aplicaron. En el capítulo tres se analiza la meteorología de eventos de TM, un fenómeno recurrente en una zona de México. En el capítulo cuatro, se describe la dinámica de tornados no supercelda anticiclónicos, un fenómeno raro en otras partes del mundo, pero frecuente en nuestro país en la FVTM. En el capítulo cinco, se estudian las trombas marinas y su climatología en México y se analiza numéricamente a fondo el caso de una tromba marina desarrollada en Veracruz. Los tornados supercelda se analizan en el capítulo seis por medio de dos superceldas al noreste de la República Mexicana. El interés del capítulo siete es una discusión general sobre tornados no supercelda ciclónicos y todos los tipos de tornados que pueden desarrollarse en México. Finalmente, el último capítulo ofrece las conclusiones de este trabajo de tesis.

Capítulo 2

Lo que se conoce sobre tornados

2.1 Características básicas de tornados

Los tornados son uno de los fenómenos naturales más violentos y catastróficos de la microescala (Perry & Reynolds, 1993). Definidos como columnas de aire en rotación, desde la base de una nube de tipo cumulonimbus hasta la superficie (American Meteorological Society, 2020). Esta superficie puede ser algún cuerpo de agua o sobre tierra, en cada caso, el nombre del fenómeno será tromba marina para el primer caso y tornado para el segundo. Los tornados son visibles de acuerdo con las partículas que puedan suspender sus vientos, por ejemplo, polvo, escombros, agua, etc. Si no existen partículas u objetos que suspender, el tornado podría no observarse a simple vista. Los tornados sobreviven alrededor de 10 minutos, sin embargo, los más intensos pueden llegar a perdurar hasta por una hora, mientras que los más débiles tan sólo unos cuantos segundos (Markowski & Richardson, 2011). Su escala horizontal tiene en promedio aproximadamente 200 m, pero pueden ser tan pequeños con un diámetro mínimo de 10 m o tan grandes y abarcar un ancho de hasta 2 km (Bluestein, 2013).

Fujita (1971), con la inquietud clasificar a los tornados de acuerdo con su área e intensidad y de estimar la velocidad del viento relacionándolo al daño causado por el tornado, presenta por primera vez una escala conocida como Escala F o Escala Fujita (Tabla 2.1, izquierda). En esta propuesta se distinguían seis categorías: F0 (vendaval), F1 (débil), F2 (fuerte), F3 (severo), F4 (devastador), y F5 (increíble). Esta escala se convirtió en una herramienta cimental en el registro de tornados en Estados Unidos, incluso para los acontecidos antes de 1971 (Storm Prediction Center, 2024). La escala Fujita tenía varias debilidades, una de ellas era que se basaba únicamente en los daños causados por el tornado, una condición insuficiente. Otro de sus defectos era que no distinguía entre tipo de construcciones (edificio-casa y material de construcción) y tampoco consideraba aquellos tornados que no impactaban estructura alguna. Con el tiempo, Fujita (1992) hace una mejora en la escala. La escala Fujita modificada consistía en, además de la clasificación previa, un filtro de un rango de entre -3 a +2 “puntos” que se sumaban dependiendo si la estructura dañada se trataba de un edificio, casa de madera y si eran estructuras débiles o fuertes, además contemplaba si la construcción estaba hecha de

ladrillo o de concreto. La escala Fujita mejorada se hace operacional en el año 2007 (Tabla 2.1, derecha). Esta escala mejorada tenía como objetivo darle continuidad, pero sobre todo conformidad, a la escala anterior. Los avances que proponía la nueva escala incluían una valoración real de los daños y la recopilación de datos. La escala Fujita mejorada contiene, además, 28 indicadores que contemplan el grado de daño. Cada indicador ofrece una estimación de la velocidad del viento mínima y máxima.

Tabla 2.1. Una comparación de la escala Fujita con la escala Fujita mejorada. Tomada de Bluestein (2013).

<i>Fujita Scale</i>			<i>EF Scale</i>	
<i>Fujita Scale</i>	<i>Fastest ¼-mile wind speeds (mph)</i>	<i>3-second gust speed (mph)</i>	<i>EF Scale</i>	<i>3-second gust speed (mph)</i>
<i>F0</i>	<i>40-72</i>	<i>45-78</i>	<i>EF0</i>	<i>65-85</i>
<i>F1</i>	<i>73-112</i>	<i>79-117</i>	<i>EF1</i>	<i>86-109</i>
<i>F2</i>	<i>113-157</i>	<i>118-161</i>	<i>EF2</i>	<i>110-137</i>
<i>F3</i>	<i>158-207</i>	<i>162-209</i>	<i>EF3</i>	<i>138-167</i>
<i>F4</i>	<i>208-260</i>	<i>210-261</i>	<i>EF4</i>	<i>168-199</i>
<i>F5</i>	<i>261-318</i>	<i>262-317</i>	<i>EF5</i>	<i>200-234</i>

2.2 Tipos de tornados

Al paso del tiempo, diferentes autores han clasificado a los tornados de acuerdo con el origen de su formación. Una clasificación simple descrita por Markowski & Richardson (2011) es cuando distingue a los tornados supercelda y los tornados no supercelda. Esta clasificación aplicada en México indica que los de supercelda ocurren en su mayoría al noreste de México; en los segundos, se incluyen los llamados “landspouts” y “waterspouts” reconocidos como tornados más débiles y pequeños y los más comunes en México, sobre todo en la FVTM (Carbajal et al., 2019a; León-Cruz et al., 2019a). Otra clasificación más compleja, propuesta por (Agee, 2014) y Agee & Jones (2009) identifica tres clases de tornados de acuerdo con el tipo de tormenta madre: supercelda (tipo I), sistemas convectivos cuasi-lineales (tipo II) y vórtices localizados de convección y cizalladura (tipo III).

2.2.1 Tornados supercelda

Los tornados supercelda son aún más destructivos que los tornados no supercelda, ya que normalmente tienden a tener valores en la escala de EF4 en adelante (Markowski & Richardson, 2011). Este tipo de tornados tienen una incidencia mayor en Estados Unidos (National Centers for Environmental Information, 2022). Se debe tener precaución al explicar la génesis de tornados de supercelda y no supercelda, ya que ambos son procesos complejos que, por mucho tiempo, se han simplificado a un simple “choque de masas” (Schultz et. al, 2014). La Figura 2.1 ilustra un modelo esquemático simple sobre la formación de tornados supercelda propuesto por Markowski & Richardson (2013). Este modelo consta de tres pasos clave: el primer paso parte de la existencia de una supercelda la cual consiste en una tormenta convectiva masiva que contiene una corriente ascendente de aire húmedo en rotación (mesociclón de niveles medios). En conjunto con este flujo ascendente propio de la supercelda, se desarrolla una corriente descendente, cumpliéndose así el principio de conservación de masa (paso dos, Figura 2.1). Este flujo que proviene de niveles medios es más frío y denso que los alrededores lo que origina gradientes de temperatura y flotabilidad negativa en la zona fría y positiva en el área cálida generando así vorticidad baroclínica de eje horizontal. Esta vorticidad generada por contrastes térmicos y embebida en la corriente descendente logra llegar al suelo, en donde es reorientada a vorticidad de eje vertical. La vorticidad vertical, por debajo de una tormenta supercelda, ahora en el contexto de convección y convergencia en superficie por la supercelda, se estira, reduciendo su diámetro y aumentando su velocidad por conservación de momento angular (Paso tres, Figura 2.1). De esta forma gana la suficiente fuerza acoplándose a la tormenta y consolidándose como tornado supercelda.

La corriente ascendente de la supercelda sufre variaciones en intensidad. Durante una de estas variaciones, puede finalmente ocluirse, es decir, separarse del frente de tormenta postrero. En este proceso, la corriente descendente (aire frío y denso) envuelve al tornado y debilita su circulación y lo comprime (Bluestein, 2013; T. Noda & Niino, 2005).

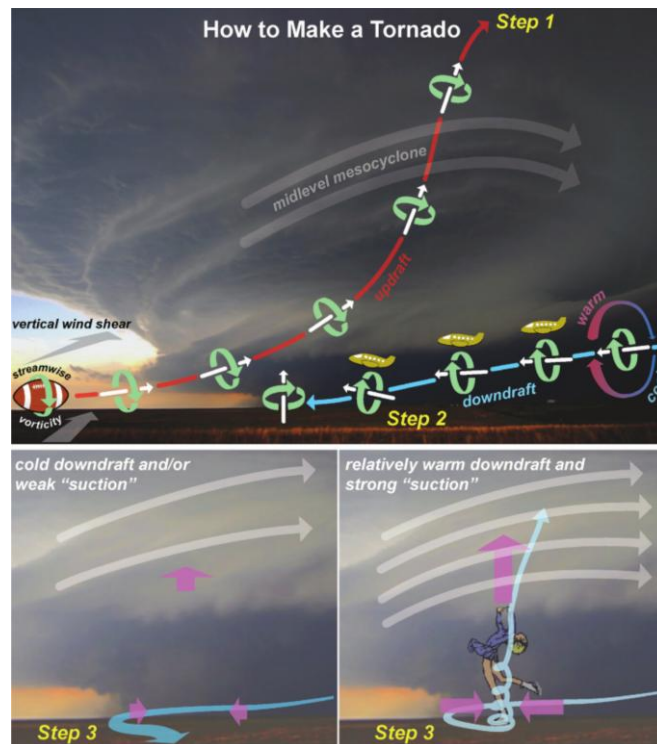


Figura 2. 1. Modelo esquemático de formación de un tornado supercelda. Tomada de Markowski & Richardson (2013).

2.2.2 Tornados no supercelda

Dentro de la clasificación de tornados no supercelda se encuentran dos subcategorías: los conocidos como “landspouts” (de aquí en adelante llamados tornados no supercelda) y “waterspouts” o “trombas marinas” cuya distinción es únicamente la superficie sobre la cual se desarrollan, tierra para los primeros, o algún cuerpo de agua, para los segundos. Aunque este tipo de tornados se ubican, por lo general, dentro de las categorías más bajas de la escala Saffir-Simpson, siguen representando un riesgo para los sitios en donde comúnmente ocurren.

La Figura 2.2 muestra un modelo esquemático sobre la formación de tornados no supercelda (válido para ambas subcategorías) propuesto por Markowski & Richardson (2011). Durante la formación de estos fenómenos se considera como requisito indispensable la pre-existencia de vorticidad vertical en superficie y el desarrollo de alguna tormenta convectiva en el área. La vorticidad de eje vertical superficial puede provenir de distintas fuentes, desde la interacción de masas de aire con diferentes propiedades, hasta circulaciones de brisas marinas-terrales, o incluso originarse por la interacción viento-orografía (Markowski & Richardson, 2011). En el ejemplo de la Figura 2.2a se observa la convergencia de dos masas de aire. Durante su encuentro se produce

inestabilidad de cizalladura generando pequeños núcleos de vorticidad también conocidos como ‘misociclones’. Los misociclones son vórtices verticales de la microescala con un diámetro menor a los cuatro kilómetros. La convergencia horizontal produce flujos ascendentes respondiendo a la ecuación de conservación de masa, desencadenando el inicio de convección. Cuando una nube cúmulos congestus de rápido crecimiento se convierte en tormenta eléctrica e interviene en el entorno de la vorticidad vertical preexistente entonces esta vorticidad se amplifica. Dicha amplificación sucede por medio de las corrientes ascendentes asociadas al desarrollo de la tormenta. En el transcurso del tornado génesis no supercelda, a diferencia de la supercelda, se presentan entornos con nula o débil cizalladura vertical del viento. Logrando mantener así, por más tiempo, un flujo ascendente que pueda estirar y amplificar la vorticidad hasta obtener la fuerza de un tornado.

Durante la etapa más intensa del tornado no supercelda, se formarán albercas frías debido a la precipitación de la tormenta. El aire frío rodeará al tornado, y de manera similar a lo ocurrido con los tornados supercelda, este aire frío y pesado debilitará y comprimirá su circulación, lo que provoca finalmente su disipación (Markowski & Richardson, 2011).

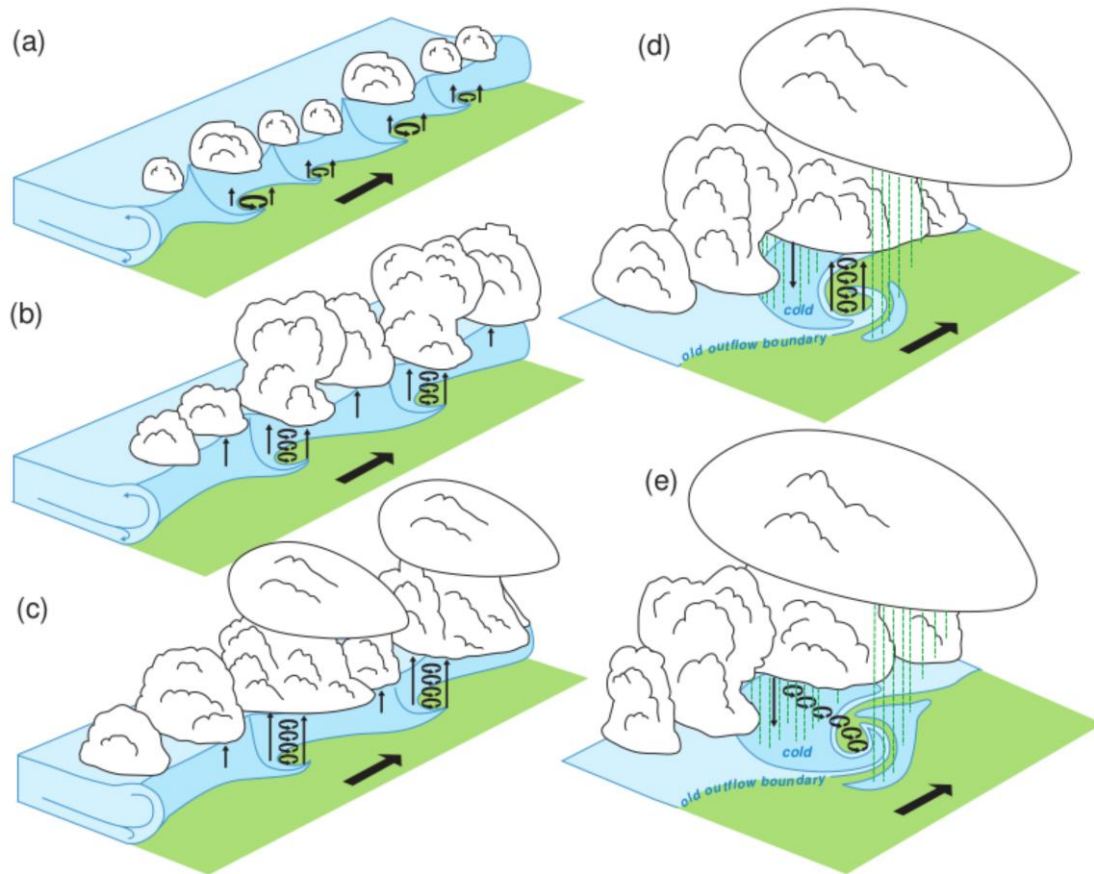


Figura 2. 2. Modelo esquemático de formación de un tornado no supercelda. Tomada de Markowski & Richardson (2011).

2.3 Perspectiva de tornados en el mundo

Los tornados son un fenómeno meteorológico amenazador que ha sido registrado en todos los continentes, excepto en la Antártica (Litta et al., 2010). Como se mencionó anteriormente, existen diferentes tipos de tornados y esto es un factor que marca su distribución alrededor del mundo. Estados Unidos es el país que cuenta con el mayor registro de tornados con una media de 945 tornados al año (National Centers for Environmental Information, 2022). Esta cifra, y la de varios países, varía de acuerdo con el periodo de tiempo que se contempla y al organismo o institución que realiza el conteo. Estados Unidos es seguido por Canadá y China con una media anual cercana a los 63 y 61 tornados, respectivamente (Environment and Climate Change Canada, 2021; R. Zhou et al., 2020). Como se puede observar en la Tabla 2.2 hay una vasta diferencia entre los registros de Estados Unidos y otros países. Las condiciones en este país son particulares para el desarrollo de superceldas, especialmente durante la primavera.

Tabla 2.2. Principales bases de datos de tornados registrados en el mundo. Algunas fuentes se superponen. Tomada de Maas et al. (2024).

Region	Start	End	No. of tornadoes	Citation
Europe	200	2021	17 874	Dotzek et al. (2009)
Chile	1633	2022	51	Vicencio et al. (2021)
United States	1680	1949	7082	Grazulis (1993b)
Australia	1795	2019	1326	Bureau of Meteorology (2022)
Bengal	1838	2003	87	Bikos et al. (2016)
Argentina	1889	2017	330	Balbi and Barbieri (2018)
South Africa	1907	2022	325	Muller (2022)
New Zealand	1908	2019	107	NIWA (2021)
Brazil	1923	2009	81	Bertoni (2013)
United States	1950	2022	65 057	Storm Prediction Center (2022)
United States	1950	2022	66 178	NCEI (2022)
Bengal	1964	2013	25	Hosen and Jubayer (2016)
United States	1965	2022	6874	National Weather Service (2022)
Canada	1980	2009	1834	Environment and Climate Change Canada (2021)
China	2003	2019	734	Zhang et al. (2022)
Mexico	2007	2020	350	León-Cruz et al. (2022)
Japan	2007	2020	531	Japan Meteorological Agency (2022)
China	2007	2016	983	Zhou et al. (2020)
Canada	2017	2021	375	Northern Tornadoes Project (Sills et al. 2020)

El ‘callejón de los tornados’ (Figura 2.3) es un área propensa a la formación de tornados y tormentas severas en los Estados Unidos. Esta región no está completamente definida, pues puede variar entre las Montañas Rocosas y los Montes Apalaches (Dixon et al., 2011). Existe una segunda área nombrada ‘callejón de los tornados Dixie’, situada alrededor de la región del Delta de Arkansas y Mississippi misma que también ha sido considerada como una extensión del primer callejón e incluso como una migración debida al cambio climático. Ambas zonas, generadoras de tornados, reúnen los ingredientes necesarios para su generación. Esto sucede por la presencia de un flujo de bajo nivel cálido y húmedo proveniente del Golfo de México (Cao et al., 2021) y una corriente en chorro en altura que permite una cizalladura vertical del viento beneficiando la formación de superceldas (Bluestein, 2013). A escala sinóptica, aire más frío y seco en la parte superior, originario de las Montañas Rocosas en donde además se fortalecen sistemas de baja presión. Ese aire frío y seco interactúa con los flujos del Golfo de México que son forzados a fluir hacia arriba, lo que produce una atmósfera inestable (Ahrens, 2015).

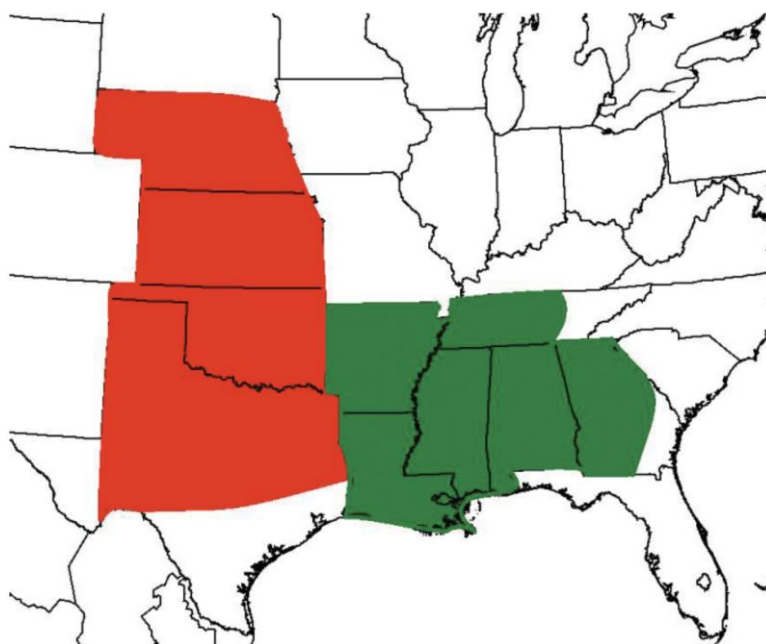


Figura 2. 3. Delimitación del ‘callejón de los tornados’ en rojo, y el ‘callejón de los tornados Dixie’ en verde en Estados Unidos. Tomada de Gagan et al. (2010).

Así como en Estados Unidos, en Canadá, segundo lugar formación de tornados, tiene su propio ‘callejón de tornados’, en donde influyen nuevamente los flujos cálidos y húmedos de niveles bajos originarios del Golfo de México, además de brisas de lago producidas por los Grandes Lagos situados en la frontera entre Estados Unidos y Canadá (Ahrens, 2015). De forma similar hay diversas regiones en el mundo que tienen su propia meteorología para la formación de tornados supercelda y no supercelda. Estas condiciones varían de manera estacional, o de acuerdo con las condiciones geográficas, de uso de suelo, etc.

2.4 Modelo WRF-ARW

La herramienta WRF-ARW (Skamarock et al., 2019) es un modelo numérico de predicción de mesoescala. El WRF fue desarrollado a finales de la década de los 90’s por el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) a través de los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP, por sus siglas en inglés) y el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre), la Fuerza Aérea de los EE. UU., el Laboratorio de Investigación Naval, la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación (FAA, por sus siglas en inglés). El modelo WRF es una herramienta que propone atender tanto al pronóstico operativo, así como los distintos

tópicos de la investigación atmosférica (National Center for Atmospheric Research, 2009). El modelo WRF-ARW cuenta con dos módulos principales para su manejo: el WRF Preprocessing System (WPS) y el WRF Initialization (Figura 1.4). Ambos módulos se describen a continuación.

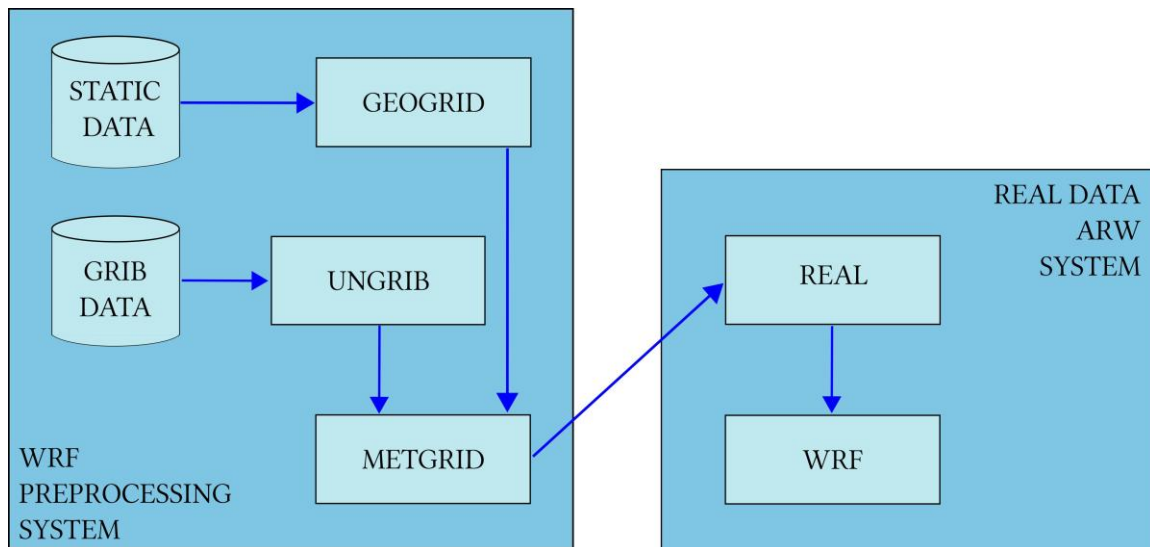


Figura 2. 4. Módulos principales del modelo WRF-ARW. Tomada de Skamarock et al. (2019).

2.4.1 WRF Sistema de preprocesamiento (WPS)

El primer módulo de WRF es el módulo de preprocesamiento de los datos estáticos, incluyendo en estos orografía y uso de suelo, así como los que son empleados como condiciones iniciales y de frontera. Este módulo consta de tres programas:

- **geogrid:** este programa se encarga de definir el tamaño y la ubicación de los dominios, es decir, la malla y el número de puntos. Además, interpolan horizontalmente los datos estáticos (orografía y uso de suelo) a la resolución que se usará en la modelación numérica.
- **ungrib:** en este programa se extraen y decodifican las variables de los datos empleados como condiciones iniciales y de frontera, originalmente en formato GriB, convirtiéndolos a un formato binario que puede leer el modelo.
- **metgrid:** este programa interpola horizontalmente las variables meteorológicas extraídas en el programa anterior (ungrib) a la malla definida por el programa geogrid.

2.4.2 WRF Inicialización

El segundo módulo y el principal del modelo WRF es el de inicialización. Incluye los siguientes programas:

- **ideal**: este programa es exclusivo para casos idealizados, es decir, casos teóricos. No utiliza el módulo de preprocesamiento (WPS) para su funcionamiento puesto que no necesita de datos reales para funcionar.
- **real**: se utiliza para casos reales. En este programa sí se utiliza todo lo construido previamente por el módulo de preprocesamiento (WPS). Interpola verticalmente las variables meteorológicas a coordenadas eta (η).
- **wrf**: forma parte de la integración del modelo. Incorpora lo preparado durante el preprocesamiento y la interpolación vertical del programa real, además de ecuaciones de que regulan el movimiento de la atmósfera apoyándose de esquemas de parametrizaciones físicas para aquellos procesos que no puede resolver.

Posterior a la simulación numérica, se obtienen archivos en formato NetCDF que pueden ser postprocesados para ser tratados en software dedicado al graficado de datos meteorológicos. Ejemplo de ellos son: Lenguaje de comandos NCAR (NCL, por sus siglas en inglés), Plataforma de visualización y análisis para investigadores de los océanos, la atmósfera y el sol (VAPOR, por sus siglas en inglés), Operadores de datos climáticos (CDO, por sus siglas en inglés), ARWpost como programa de posprocesamiento para visualizar en el software Sistema de análisis y visualización en cuadrícula (GrADS, por sus siglas en inglés), entre otros.

2.4.3 Implementación del modelo WRF-ARW

Para la realización de esta tesis se aplicó la versión del modelo 4.0.3. El uso de suelo y la orografía originales del modelo WRF-ARW fueron modificados siguiendo la metodología descrita por Monterde (2020).

Para todos los casos de estudio, descritos en los próximos capítulos, se realizaron simulaciones similares. Estos experimentos consistieron en una duración de 72 h, comenzando a las 0000 UTC de un día antes del caso de estudio y terminando a las 0000 UTC de un día después, contemplando tres dominios. El dominio madre (D01) abarcó 150×100 puntos de cuadrícula, a una resolución horizontal de 4 km, con salidas cada 60

min. El primer dominio anidado (D02) consideró una malla de 93×93 puntos, a 1 km de resolución espacial y 30 min de resolución temporal. El segundo dominio anidado (D03) incluyó un área de 149×149 puntos de malla con resoluciones horizontales y temporales de 0.25 km y 10 min, respectivamente.

La configuración de las simulaciones involucró el esquema de microfísica de graupel de Thompson (Thompson et al., 2008) y el esquema de la Universidad de Yonsei (Hong et al., 2006) para la capa límite planetaria. El nuevo esquema eta de Kain-Fritsch (Kain, 2004) se utilizó para la parametrización de cúmulus, RRTM (Mlawer et al., 1997) y Dudhia (Dudhia, 1989) para la radiación de onda larga y onda corta. El modelo de superficie terrestre de Noah (Chen & Dudhia, 2001) se utilizó para resolver los procesos de interacción superficie-tierra. Esta información se resume en la Tabla 2.4. Información adicional y específica de cada caso de estudio se detallará en su correspondiente sección y capítulo.

Tabla 2.4. Configuración del modelo WRF-ARW

	D01	D02	D03
Resolución espacial horizontal	4 km	1 km	0.25 km
Puntos de malla	150 x 100	93 x 93	149 x 149
Niveles en la vertical	38 sigma levels		
Radiación de onda larga	RRTM		
Radiación de onda corta	Dudhia		
Parametrización de la superficie terrestre	Noah Land-Surface Model		
Parametrización de cúmulus	Kain-Fritsch new eta scheme		
Parametrización de capa límite planetaria	Yonsei University scheme		
Microfísica	Thompson graupel microphysics scheme		

2.5 Modelo HYSPLIT

El modelo Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) es un sistema que calcula la trayectoria, transporte, dispersión, transformación química y deposición de partículas en la atmósfera (C. Zhou et al., 2024). El modelo HYSPLIT fue desarrollado por el Laboratorio de Recursos del Aire (ARL, por sus siglas en inglés) de la NOAA (Draxler & Hess, 1998). Este sistema utiliza un enfoque Lagrangiano, con un marco de referencia móvil, para la advección y difusión y una metodología euleriana, con un marco de referencia fijo, para la concentración de partículas (Stein et al., 2015; Zhou et al., 2024). Entre sus aplicaciones más comunes es el uso en trayectorias inversas para determinar origen de masas de aire, transporte atmosférico, dispersión y deposición de contaminantes y sustancias nocivas. Además de sus aplicaciones en monitoreo de humo de incendios forestales, fuentes de emisión estacionarias y móviles, tormentas de polvo, cenizas volcánicas, entre otras.

En este capítulo, se aplicó la versión 5.1.0 para PC del modelo HYSPLIT para generar la trayectoria de partículas en presencia de un evento de TM. En este capítulo se abordará a detalle la simulación realizada.

2.6 Bases de datos

Durante esta investigación se hace uso de diferentes fuentes de datos, desde los que se utilizan para inicializar el modelo, hasta los que se utilizan para validar los resultados o determinar la meteorología sinóptica de cada uno de los eventos estudiados. En este apartado se describen brevemente cada una de las bases de datos empleadas.

2.6.1 Condiciones iniciales y de frontera para el modelo WRF: Datos FNL (d083003)

Los datos de análisis y pronóstico globales operativos del NCEP FNL (Final) (NCEP, 2015) provienen del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés). El GDAS emplea el Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS), el cual es un sistema mundial que se encarga de recopilar, intercambiar y distribuir constantemente datos observados resultado de estaciones meteorológicas, satélites y centros de predicción del tiempo (World Meteorological Organization, 2024).

En el presente trabajo se utilizaron los datos FNL d083003 a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de resolución espacial y una resolución temporal de seis horas. Se encuentran disponibles en 26 niveles mandatorios y algunos otros niveles de presión que cubren desde los 1000 hasta los 10

milibares. Las variables disponibles en esta base de datos son las siguientes: Temperatura del aire, albedo, frecuencia de nubes, contenido de agua/hielo en nubes, temperatura de punto de rocío, evaporación, altura geopotencial, onda de gravedad, flujo de calor, humedad, presión hidrostática, extensión del hielo, uso de suelo/clasificación de la cobertura del suelo, radiación de onda larga, temperatura máxima y mínima, altura de la capa límite planetaria, temperatura potencial, cantidad de precipitación, razón de precipitación, escorrentía, presión a nivel del mar, temperatura en la superficie del mar, radiación de onda corta, sensación térmica, profundidad de la nieve, contenido de agua en nieve, humedad del suelo/contenido de agua, temperatura del suelo, vientos en superficie, agua precipitable total, temperatura del aire en capas altas, vientos en capas altas, velocidad y rapidez del viento vertical, vorticidad y cizalladura del viento. Esta base de datos se encuentra disponible desde el 08 de julio del 2015 a las 0000 UTC hasta la fecha actual con un desfase de un día y cuentan con formato de lectura grib2. Para descargar los datos es necesario crear una cuenta a través de la Corporación Universitaria de Investigaciones Atmosféricas (UCAR, por sus siglas en inglés).

2.6.2 Datos de reanálisis ERA 5

Los datos de reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020), como su nombre lo indica, es el resultado de la quinta generación de datos para el clima y el tiempo globales de las últimas ocho décadas provenientes del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés). Los datos ERA5 llegan como un reemplazo de los anteriormente usados datos de reanálisis ERA-Interim. El reanálisis ERA5 se vale de la asimilación de datos para combinar salidas de modelos con datos observados empleando las leyes de la física.

En diferentes etapas de este trabajo se emplearon los reanálisis horarios y con resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ en niveles de presión (Hersbach et al., 2018a) y en niveles individuales (Hersbach et al., 2018b); esta información será especificada en su correspondiente capítulo y sección. Los primeros, se encuentran disponibles a 37 niveles de presión desde los 1000 y hasta 1 hPa. Además, las variables disponibles en esta base de datos son: divergencia, geopotencial, vorticidad potencial, contenido específico de agua helada en las nubes, humedad específica, contenido específico de agua de nieve, componente u y v del viento, velocidad vertical, cobertura de nubes (fracción), relación de mezcla de masas de ozono, humedad relativa, contenido específico de agua líquida en

las nubes, contenido específico de agua de lluvia, temperatura y vorticidad relativa. Por otro lado, los segundos cubren variables que incluyen diferentes temperaturas y presiones, vientos, razones promedio, radiación y calentamiento, nubes, lagos, evaporación y escorrentía, precipitación y lluvia, nieve, suelo, integraciones en la vertical, vegetación, ondas oceánicas, entre otras. Los datos de reanálisis ERA5, ambos mencionados anteriormente, se encuentran disponibles desde el año 1940 y hasta la actualidad con un retraso de aproximadamente cinco días. Para obtener los datos es imprescindible la creación de una cuenta asociada al ECMWF. La descarga está disponible en formato GRIB y NetCDF4.

2.6.3 Datos de reanálisis NCEP

El proyecto que acoge los datos de reanálisis de los NCEP comienza en el año 1991 derivado del proyecto Sistema de Asimilación de Datos Climáticos (CDAS, por sus siglas en inglés). Este último buscaba mejorar pronósticos ante los inminentes efectos del cambio climático que se experimentaban en la última década. La metodología del reanálisis es utilizar la etapa del pronóstico más reciente y complementar con un sistema de asimilación de datos utilizando datos del pasado hasta el presente. Los resultados del este mismo pronóstico serán utilizados para hacer asimilación de datos en el futuro.

En la realización de esta tesis, los datos de reanálisis del NCEP (Kalnay et al., 2018) se emplearon específicamente en la construcción de cartas sinópticas. Estos datos se descargaron con una resolución espacial de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y una resolución temporal de seis horas. Están disponibles a 17 niveles de presión desde los 1000 hasta los 10 mb, además de la superficie y la tropopausa. Las variables que contiene esta base de datos en particular son: altura geopotencial, temperatura del aire, viento zonal, viento meridional, viento en vectores, omega, humedad específica, humedad relativa, presión a nivel del mar, presión, razón de precipitación, agua precipitable, razón de precipitación convectiva, índice de ascenso, índice de ascenso en las mejores cuatro capas, temperatura del aire a 2 m, temperatura del aire máxima a 2 m, temperatura del aire mínima a 2 m, viento zonal a 10 m y viento meridional a 10 m. Los datos del reanálisis NCEP están disponibles desde enero de 1948 hasta la fecha con un desfase aproximado de dos días para la mayoría de las variables antes listadas. La descarga de los datos es libre, es decir, no necesita la creación de una cuenta y están disponibles en formato GIF, NetCDF y txt.

2.6.4 Datos de satélite GOES-16

Los datos de satélite GOES-16 (Schmit et al., 2018) provienen, como su nombre lo indica, del satélite geoestacionario ambiental operacional GOES-16, antes conocido como GOES-R y es el primero de una serie de cuatro naves espaciales. Cuenta con 16 bandas espectrales, dos bandas en la parte visible del espectro electromagnético, cuatro en el infrarrojo cercano y diez en el infrarrojo. El propósito de este satélite en la meteorología es investigar las imágenes del Generador de imágenes de referencia avanzado (ABI, por sus siglas en inglés) y así comprender el estado y los fenómenos presentes en la atmósfera.

En este trabajo se empleó únicamente la banda 16 del producto ABI L2 Cloud and Moisture Imagery para obtener la variable Temperatura de brillo al tope de la atmósfera (TOABT, por sus siglas en inglés), para tener un proxy de la configuración y/o distribución de nubes. Los datos tienen una resolución espacial de $0.00028 \text{ rad} \sim 2 \text{ km}$ y una resolución temporal horaria. El satélite cuenta con otros productos: detección de rayos, altura de tope de nubes, temperatura del tope de las nubes, máscara de cielo despejado, fase superior de la nube, detección de aerosoles, profundidad óptica del aerosol, profundidad óptica de las nubes, tamaño de las partículas de las nubes, presión en la cima de la nube, movimiento del viento derivado, índices de estabilidad derivados, radiación de onda corta descendente, incendios (caracterización de puntos calientes), temperatura de la superficie del suelo, perfil de humedad vertical, perfil de temperatura vertical, razón de lluvia, radiación de onda corta reflejada al tope de la atmósfera, temperatura de la superficie del mar, agua precipitable total. Al descargar los datos no es necesario tener una cuenta y su formato es NetCDF.

2.6.5 Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS)

Los datos de EMAS forman parte de una red de 236 estaciones a nivel nacional que lidera el SMN en México a través de la CONAGUA. De este total, 155 pertenecen directamente al SMN. Junto a estos instrumentos se encuentran 37 Estaciones Sinópticas Meteorológicas Automáticas (ESMAS). Además, tres estaciones pertenecientes al Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México (OCAVM), 16 estaciones vinculadas a Protección Civil de diferentes estados de la República y 25 más correspondientes a la Secretaría de Marina (SEMAR). Las EMAS cuentan con sensores de medición, dispositivos electrónicos y mecánicos montados y distribuidos según las normas establecidas por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en

inglés). Con dichas normas, se asegura una correcta colecta de datos atmosféricos. Los datos medidos son procesados por el Sistema de adquisición, procesamiento y almacenamiento de datos (SAPAD) propio de las EMAS.

Durante la realización de esta investigación se emplearon las EMAS para la validación de los resultados del modelo WRF. Varias estaciones fueron consideradas para este fin; la información de cada estación consultada será especificada en su correspondiente capítulo y sección. Normalmente las EMAS toman una medición cada 10 minutos. Las variables disponibles en cada estación fueron: fecha, dirección del viento, dirección de ráfaga, rapidez del viento, rapidez de ráfaga, temperatura del aire, humedad relativa, presión barométrica, precipitación, radiación solar y nombre de la estación. El proceso de obtención de datos de EMAS se encuentra a libre descarga en la página del SMN para los últimos 90 días. Si se requiere una fecha anterior a los 90 días es necesario hacer la solicitud a través de la Plataforma Nacional de Transparencia (PNT). El formato de descarga es .xls.

2.6.6 Datos de uso de suelo INEGI

El INEGI, es el organismo que se encarga de la recolección, organización y distribución de la información estadística, geográfica y económica en México y a nivel estatal. Entre toda la información que organiza el INEGI se encuentran las series de uso de suelo y vegetación escala 1:250000, cuya meta es brindar información necesaria para el estudio de los cambios de uso de suelo, evaluación y pronóstico de la situación de los recursos vegetales en el contexto de un desarrollo sustentable (INEGI, 2005). Para cubrir la República Mexicana, cada serie se compone de 144 conjuntos de datos digitales (Rivera, 2018). Sus fuentes de datos están compuestas por fotografías aéreas, imágenes impresas Landsat TM, imágenes Landsat ETM e imágenes SPOT. La resolución espacial varía en cada serie, desde escala de vuelo hasta 10 m.

En la presente investigación se emplearon los datos de uso de suelo para sustituir los datos originales del modelo WRF-ARW quienes tiene una resolución de 1 km. Para ello se empleó la metodología publicada por Monterde (2020).

2.6.7 Datos SRTM 90 m

Los datos de la Misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM, por sus siglas en inglés) (Jarvis et al., 2008) es un proyecto conformado por la Administración Nacional de Aeronáutica

y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) y la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA, por sus siglas en inglés). Este proyecto tenía como objetivo la recolección de datos topográficos casi a nivel global. La misión tuvo una duración de 11 días en el año 2000 a bordo del transbordador espacial Endeavour. Para la recopilación de datos se empleó un radar interferométrico, que comparaba dos imágenes o señales de radar tomadas con un ligero cambio en el ángulo. Además, se utilizó una técnica de interferometría de un paso, en la cual se adquieren dos señales a través de dos antenas ubicadas en diferentes sectores del transbordador, lo que permitió el cálculo de la elevación de la superficie. Durante la misión, el transbordador logró cubrir el 80% de la superficie terrestre a una resolución aproximada de 30 m. Los productos que se pudieron obtener de esta misión fueron tres: SRTM sin relleno de huecos (resolución a 30 m), SRTM con relleno de huecos (resolución a 90 m) y SRTM global.

En la realización de este trabajo de tesis se emplearon los datos del SRTM 90 m para reemplazar los datos de orografía que tiene el modelo WRF-ARW originalmente cuya resolución es de 1 km. Para ello se empleó la metodología publicada por Monterde (2020).

Capítulo 3

Análisis de un evento de tornado múltiple no supercelda en México

3.1 Introducción

Los tornados no supercelda entendidos como columnas de aire rotando violentamente conectados desde una nube de tormenta hasta la superficie terrestre (Litta et al., 2010) y que no se forman a partir del mesociclón de una supercelda. Los tornados ocurren generalmente de forma individual, pero en ocasiones particulares, es posible el desarrollo de TM, esto puede suceder en diferentes partes del mundo. A partir de dos o más tornados dentro de una sola tormenta convectiva se denominan eventos de TM o familia de tornados. Los TM pueden ocurrir de manera simultánea o espaciados en el tiempo. (Lee & Wilhelmson, 1997a; Rodríguez et al., 2021).

La convergencia de flujos superficiales y flujos ascendentes o convección forzada en tormentas convectivas puede desestabilizarse y causar la generación de tornados no supercelda. En entornos susceptibles a la formación de tornados no supercelda, se suele distinguir una línea cortante del viento entre diferentes masas de aire (Bluestein, 1985). En un estudio de tornados no supercelda, el análisis reveló que los tornados tienden a formarse precisamente en una línea límite frontera entre masas de aire caracterizadas por inestabilidades de cizalladura (Wakimoto & Wilson, 1989). Los flujos verticales, que suelen producirse en estos límites, pueden favorecer el inicio de procesos convectivos profundos. Eventos de TM se producen en sistemas convectivos con altos valores de Energía Potencial Disponible para la Convección (CAPE, por sus siglas en inglés) en las capas inferiores de la atmósfera y en los límites de convergencia de diferentes masas de aire (Wakimoto & Wilson, 1989) Existen sólo algunos estudios en la literatura respecto a casos de trombas marinas múltiples a nivel mundial (Miglietta et al., 2020; Sioutas et al., 2013) y muy pocos sobre eventos de TM no supercelda (Lee & Wilhelmson, 1997a). Por lo tanto, el desarrollo y la evolución de este tipo de fenómenos son de mayor interés.

Por otro lado, las fuentes de vorticidad, para casos de TM o de un sólo tornado provienen comúnmente de frentes fríos, frentes de ráfaga, masas de aire convergentes y brisas marinas (Clark & Smart, 2016; Markowski & Richardson, 2011). La orografía también

juega un papel esencial en la generación de tornados (Houze, 2014). La fuente de intensificación de la vorticidad es generalmente la convergencia del viento y los sistemas sinópticos, como los frentes fríos que pasan sobre una orografía elevada y compleja. Investigaciones recientes sugieren la importancia de la orografía en la formación de tormentas severas, específicamente tornados. Matsangouras et al. (2014) encontraron que las montañas en Grecia son un factor principal en el desarrollo de tornados. Además, Marín et al. (2021) evalúan la importancia de la orografía en la creación de escenarios favorables para la inestabilidad termodinámica. Una particularidad de los tornados registrados en México es el terreno complejo donde se han documentado estos fenómenos. León-Cruz et al. (2019b) sugieren que la orografía crea zonas de convergencia e influye en los procesos de inestabilidad que pueden favorecer la génesis de tornados. La orografía debe tenerse en cuenta durante el análisis de tornados en países como México, donde las características complejas del terreno son inherentes y varios sistemas sinópticos, típicos de latitudes medias y regiones subtropicales, interactúan con ellas.

En México, existen pocos registros de eventos de TM. Entre ellos, destacan tres eventos: el primer caso en el año 2019, ocurrido en el municipio de Hueyotlipan, Tlaxcala (Pascual Ramírez et al., 2019). En este evento se pudieron observar dos tornados no supercelda rotando de manera simultánea. Un caso más de tres tornados no supercelda simultáneos ocurrido el 20 de abril de 2020 (Pascual Ramírez et al., 2020b) en SJCP. Por otro lado, el caso de estudio de este capítulo, un evento de cinco tornados no supercelda desarrollados el 1 de mayo de 2020 (Pascual Ramírez et al., 2020a) sobre SNBAP. Estos últimos dos casos ocurrieron con tan sólo diez días de diferencia y separados 24 km de distancia uno de otro. La intención principal de este trabajo es examinar las condiciones meteorológicas locales que desencadenaron los eventos de trombas terrestres múltiples en México. Asimismo, evaluar el papel de las características complejas del terreno que indujeron su formación. Esta investigación intenta recrear la situación donde ocurrió el evento de TM a través de simulaciones numéricas y comprender las condiciones críticas y esenciales que conducen a este tipo de fenómeno meteorológico. Finalmente, es relevante mencionar que estos eventos de TM ocurrieron en la misma región y con relativamente poca separación temporal lo que sugiere que esta zona pudiera ser una especie de “callejón de TM”. Este concepto requiere una futura investigación.

3.2 Área de estudio

Los tornados no supercelda son comunes en México (Carbajal et al., 2019a). En cuanto a tornados, destaca FVTM por ser la región donde ocurren alrededor del 40% de estos eventos en México (León-Cruz et al., 2022). La FVTM exhibe principalmente una gran complejidad topográfica, donde existen más de 8000 estructuras volcánicas, entre ellas los volcanes Citlaltépetl, Popocatepetl e Iztaccíhuatl, los más altos de México. La FVTM alcanza una longitud de alrededor de 1000 km y un ancho que varía entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena et al., 2005). Esta barrera topográfica atraviesa el país de oeste a este, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, y representa una barrera natural a los frentes fríos que se propagan desde el norte (Carbajal et al., 2019).

Este trabajo se centra en el caso de un evento de TM ocurrido el 1 de mayo de 2020, alrededor de las 2200 UTC en SNBAP, ubicado al pie del Cerro Brujos (Figura 3.1). Este evento incluye un total de cinco tornados no supercelda. La localidad de SNBAP se encuentra a una altura de 2390 m sobre el nivel del mar. En los alrededores, al noreste, se encuentran dos domos volcánicos conocidos como Las Derrumbadas, y al suroeste, una pequeña cadena montañosa. Dado que los tornados se desarrollaron en zonas agrícolas, no se reportaron daños a viviendas ni personas lesionadas.

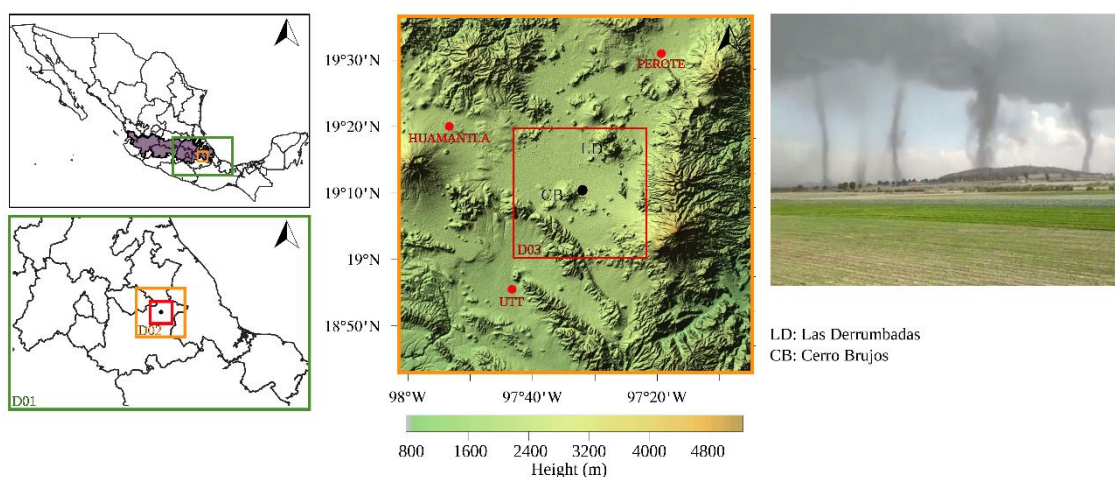


Figura 3. 1. A la izquierda, el área gris sobre México delimita la FVTM. Los cuadros verde, amarillo y rojo indican los dominios D01, D02 y D03. En el centro, la elevación del terreno del área de estudio. El punto negro muestra la ubicación del SNBAP y los puntos rojos indican la posición de las EMAS. A la derecha, se muestra una fotografía de la familia de cinco tornados ocurridos en SNBAP el 1 de mayo de 2020 (Payán Quinto, 2020).

3.3 Metodología

3.3.1 Modelación numérica WRF

La modelización numérica es esencial para examinar las condiciones climáticas en las regiones donde se producen tornados debido a la falta de observaciones meteorológicas. En este estudio se utiliza el modelo WRF-ARW en su versión 4.0.3 (Skamarock et al., 2019). La configuración del experimento es descrita en el capítulo dos, sección 2.4. La configuración de los dominios se ve ilustrada en la Figura 3.1. La modelación numérica se llevó a cabo para un período de 72 horas, a partir de las 0000 UTC del 30 de abril de 2020 y finalizó a las 0000 UTC del 3 de mayo de 2020. El modelo fue inicializado con datos FNL d083003 (NCEP, 2015).

Adicionalmente, se llevó a cabo un experimento con orografía suavizada para estudiar la influencia de la complejidad del terreno. El modelo digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) sobre el área del dominio D03 se multiplicó por un factor de 0.8, lo que produjo una orografía al 80% de su altura original. La reducción de la orografía tiene como objetivo examinar cómo las variaciones mínimas de las características del terreno pueden influir en los resultados.

3.3.2 Modelación de partículas HYSPLIT

Para este trabajo se empleó la versión para PC 5.1.0 del modelo HYSPLIT (Draxler & Hess, 1998). En este experimento único, las condiciones iniciales y de frontera fueron las salidas del modelo WRF del segundo dominio anidado (D03) el cual contaba con una resolución temporal de 10 min. Las salidas del modelo WRF se procesaron en formato binario empleando el código arw2arl dentro de HYSPLIT.

En este único experimento se colocaron treinta partículas en tres áreas de 500×500 m a 10 m sobre el suelo (de diez en diez, hasta cumplir con las treinta en los tres sitios). Las trayectorias se calcularon para 60 min, desde las 2200 hasta las 2300 UTC del 1 de mayo de 2020. La posición de las partículas se registró a intervalos de 1 min, es decir, cada punto representó un minuto. Dado que los tornados se consideran fenómenos de corta duración, solo se muestran los primeros 15 min de la simulación.

3.4 Resultados

3.4.1 Condiciones sinópticas

Las cartas sinópticas (Figura 3.2) muestran las condiciones meteorológicas prevalecientes durante el 30 de abril de 2020 a las 1200 UTC (arriba) y el 1 de mayo de 2020 a las 1800 UTC (abajo). La carta del 30 de abril a las 1200 UTC (Figura 3.2a, b) muestra un frente frío que se desplaza hacia territorio mexicano y se extiende hacia el este de los Estados Unidos. La circulación ciclónica a 500 hPa, asociada a la baja altura de geopotencial, impulsa una masa de aire frío hacia el sur; este aire se observó a 850 hPa. El movimiento del frente frío cerca de la superficie converge con una masa de aire relativamente cálida en el centro de México, lo que provoca un frente estacionario. Para el 1 de mayo a las 1800 UTC (Figura 3.2c, d), la circulación ciclónica a 500 hPa que soporta al frente frío continúa su movimiento hacia el este. Cerca de la superficie, a 850 hPa, el frente estaba sobre la península de Yucatán. Por otro lado, se observa una vaguada cercana a la superficie que se extiende desde el norte hasta el centro de México (línea punteada verde). La configuración sinóptica predominante caracterizada por los remanentes del frente frío en el centro de México favoreció la generación de varias tormentas eléctricas a lo largo de la FVTM.

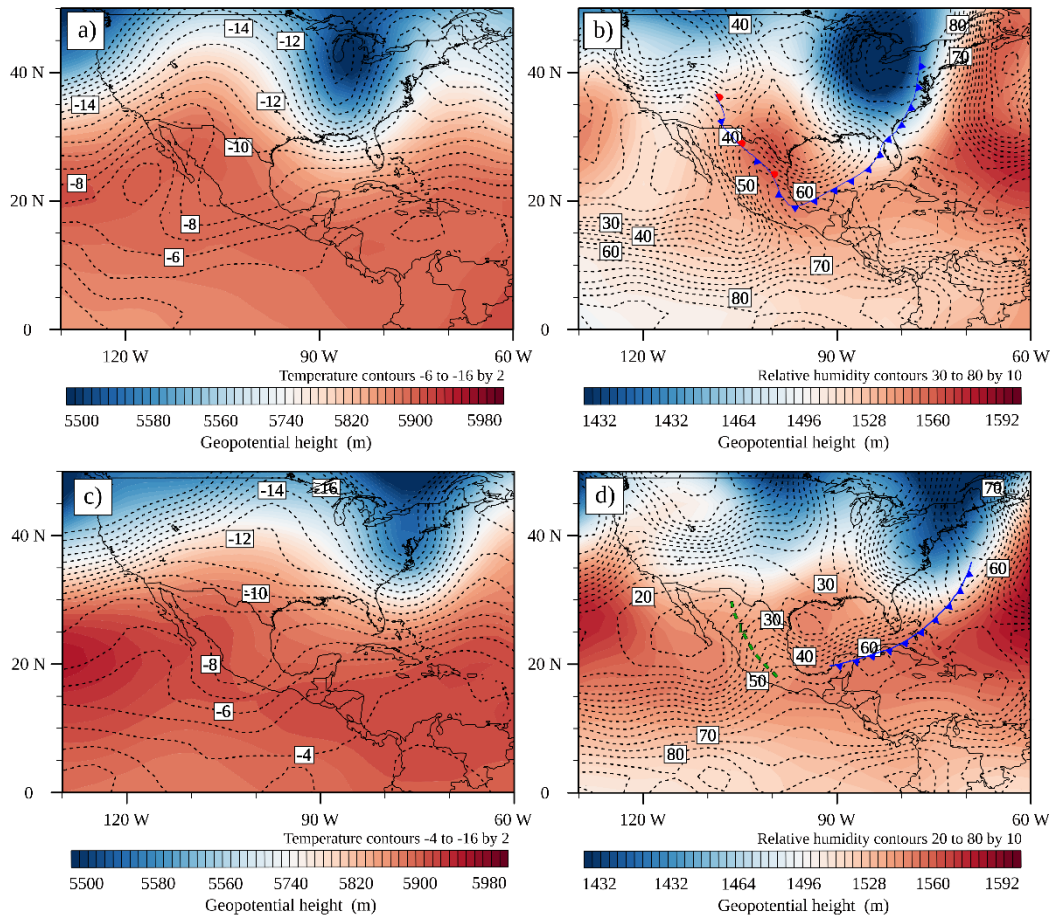


Figura 3. 2. Cartas sinópticas para el 30/04/2020, 2000 UTC (fila superior) y el 01/05/2020, 1800 UTC (fila inferior). Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura (°C) a 500 hPa en a) y c), e isolíneas de humedad relativa (%) a 850 hPa en b) y d). La línea azul/roja indica la posición de un frente frío. La línea verde punteada delimita una vaguada.

La TOABT, de los productos satelitales GOES-16, del 1 de mayo de 2020, muestra la evolución de la tormenta donde se producen los cinco tornados. A las 2100 UTC (Figura 3.3 izquierda), existen algunas células de tormenta relativamente débiles, principalmente en las porciones central y oriental de la FVTM. A las 2200 UTC (Figura 3.3, en medio), el momento de los tornados, estas células crecen y se fortalecen. Para este momento, la tormenta asociada a los TM estaba en su etapa de rápido crecimiento. Un hecho interesante de notar es que los tornados no se desarrollaron dentro de la parte más intensa de la tormenta, donde ocurre la convección profunda, sino a lo largo de los bordes de esta.

La familia de tornados se localizaba en la zona sur de uno de los núcleos convectivos (intersección de líneas punteadas), donde la TOABT corresponde a valores cercanos a los 223 K. Una hora más tarde, a las 2300 UTC (Figura 3.3, derecha), el núcleo de la tormenta

continuó teniendo un desarrollo vertical importante, especialmente al centro de la FVTM. Una característica que debe destacarse es que los tornados se originaron durante la etapa de rápido crecimiento y no durante la fase madura de la tormenta, donde el núcleo de la tormenta es más intenso y definido, similar a lo mencionado por Brady & Szoke (1988) y Wakimoto & Wilson (1989).

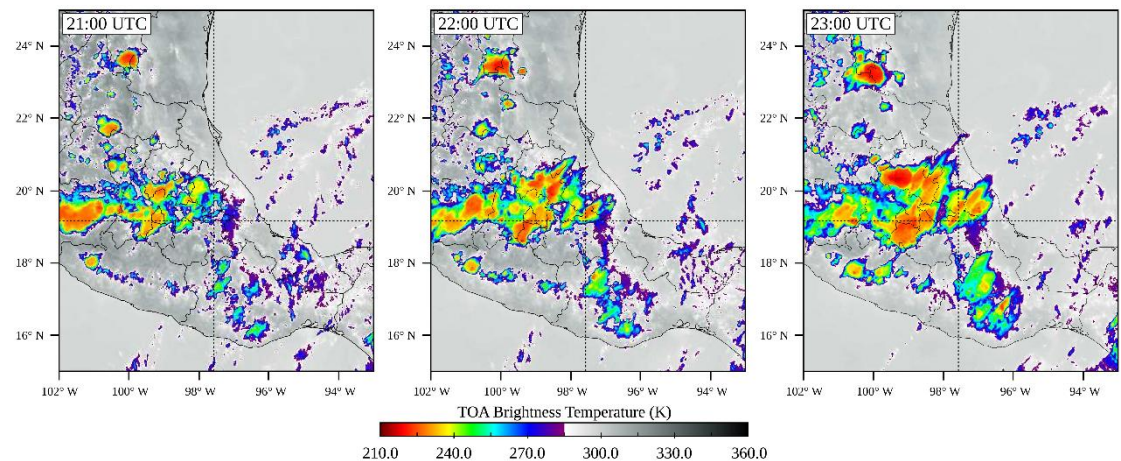


Figura 3. 3. TOABT (K) del satélite GOES-16, de izquierda a derecha, a las 2100, 2200 y 2300 UTC del 1 de mayo de 2020. La intersección de las líneas indica la ubicación de SNBAP.

3.4.2 Validación del modelo

Las simulaciones del modelo WRF se validaron utilizando tres EMAS cercanas al evento del tornado. El RMSE, PEARSON y BIAS se calcularon utilizando la temperatura y la humedad relativa a 2 m de las EMAS y las salidas del modelo (Tabla 2.1). Este análisis consistió en interpolar las variables de simulación a las coordenadas de cada estación meteorológica para todo el tiempo de simulación. Los valores resultantes muestran que las salidas del modelo representan aceptablemente ambas variables. El RMSE varía entre 1.8°C y 4.4 °C para la temperatura y 8.5% y 10% para la humedad relativa. El BIAS indica que los valores están ligeramente sobreestimados para la estación UTT; sin embargo, PEARSON denota una buena representación de su tendencia. Los valores obtenidos son consistentes con otros estudios de simulación numérica en regiones orográficamente complejas (Carbajal et al., 2019a; Solbakken et al., 2021) utilizando el modelo WRF.

Tabla 3.1. Resultados del RMSE, PEARSON y BIAS de las salidas del modelo WRF y EMAS.

	HUAMANTLA		PEROTE		UTT	
Altura	2222 m		2410 m		2047 m	
	TC (°C)	RH (%)	TC	RH	TC	RH
RMSE	1.89	10.06	4.4	8.52	2.99	8.69
PEARSON	0.85	0.86	0.8	0.7	0.89	0.81
BIAS	1.5	-1.24	5.46	-6.2	-2.92	7.28

3.4.3 Experimentos numéricos con el modelo WRF

Las simulaciones numéricas representan una herramienta de investigación para describir fenómenos atmosféricos. En los resultados de este experimento se observa cómo la orografía juega un papel importante en la distribución y dirección del flujo de aire al desviar y canalizar el viento. Este aspecto es relevante cuando masas de aire con diferentes propiedades se mueven en una orografía compleja que conduce a procesos de convergencia y fomenta el estiramiento de la vorticidad. En estos experimentos, las simulaciones revelaron tres masas de aire diferentes que se muestran en las Figuras 3.4a y b, que muestran la altura del terreno con vectores de viento y la humedad relativa (HR) en contornos junto a las isotermas representadas en líneas negras cada grado centígrado en D03. La primera masa de aire proviene del suroeste y cruza una montaña al suroeste de SNBAP. En esta figura se observa que las isotermas de 20 °C y 21 °C y el área en donde la humedad relativa está por debajo del 40 % definen los límites de esta masa de aire. Una segunda masa de aire con dirección nor-noroeste, que desciende desde áreas más altas, se observa en la porción este-sureste del dominio. Temperaturas entre 17 °C y 18 °C y una humedad relativa entre 50% y 80% la caracterizan. Una tercera masa de aire, posible remanente de un frente frío, proviene del norte con valores de humedad relativa por encima del 80% y con la temperatura más baja (15°C - 18°C, respecto a las otras dos). Dicha masa de aire parece ser redirigida por la orografía del sitio atravesando dos domos volcánicos, Las Derrumbadas, al noreste del dominio. Este escenario muestra la interacción de tres flujos de aire que generan fronteras de masas de aire con grandes cambios en el viento. El patrón de viento en la Figura 3.4a y c muestra cómo las masas de aire interactúan y producen un triple punto de convergencia ubicado al este del SNBAP.

La Figura 3.4c muestra un acercamiento del dominio D03 que cubre el área del punto de convergencia. Esta figura indica la distribución horizontal de la temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) y los vectores de viento. La dinámica de las masas de aire revela una línea de convergencia que separa la masa de aire sur-suroeste con temperaturas relativamente altas (17°C y 19°C) de la más fría del noreste (15.5°C - 16.8°C). La interfaz entre estas masas de aire estaba cerca de SNBAP cuando se informó el evento de TM (2200 UTC, aproximadamente). La simulación numérica revela, además, que esta convergencia es crucial para el desarrollo de tres circulaciones ciclónicas (resaltadas en la Figura 3.4c con los números 1, 2 y 3). La inestabilidad de cizalladura horizontal surge en áreas de fuerte cambio de magnitud y dirección del viento. Esta inestabilidad es un medio por el cual la vorticidad vertical se reorganiza en parches regularmente espaciados a través de la liberación de la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (Markowski & Richardson, 2011). En el caso estudiado, se observa la presencia de tres zonas de vorticidad espaciadas horizontalmente entre 400 a 500 m entre sí. En cada uno de ellos, las temperaturas oscilan entre 17.6°C y 19.2°C . Los tres vórtices se desarrollaron dentro de la parte cálida de este límite. La zona cálida, donde se desarrollaron los tornados, puede permitir el estiramiento de la vorticidad al mejorar la flotabilidad positiva. En este sentido, las condiciones de temperatura podrían favorecer las condiciones ambientales propicias para la tornadogénesis.

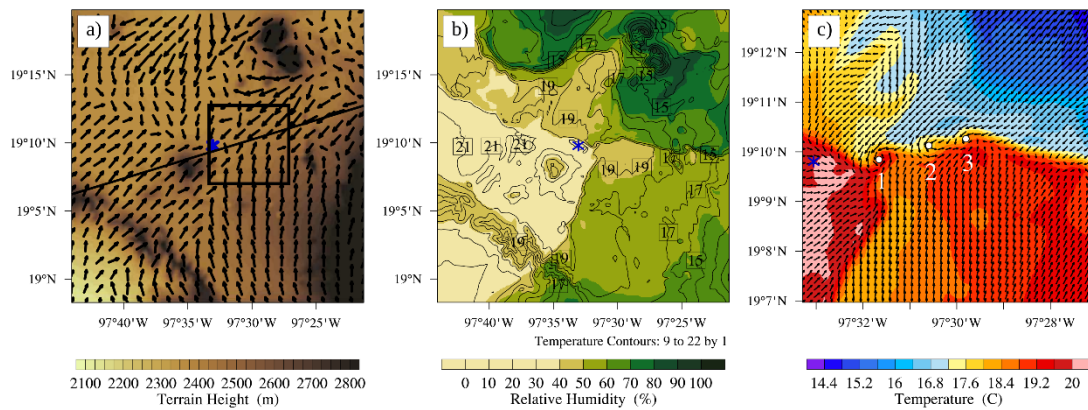


Figura 3. 4. Terreno del modelo (m) con vectores de viento en superficie en a), humedad relativa en superficie (%) e isothermas ($^{\circ}\text{C}$) en b), y un zoom de D03 de la temperatura de la superficie ($^{\circ}\text{C}$) con vectores de viento en c) a las 2200 UTC. Los números y los puntos blancos 1, 2 y 3 indican las circulaciones ciclónicas encontradas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP. El cuadro y la línea en a) delimitan el zoom en c) y muestran la sección transversal en la Figura 2.6, respectivamente.

La convergencia del flujo de humedad (MFC, por sus siglas en inglés) considera la advección de humedad y el contenido de humedad específica y la convergencia de masa horizontal. Los valores constantes de MFC facilitan la iniciación de la convección (Banacos & Schultz, 2005). La Figura 3.5a muestra la MFC simulada por el modelo en la superficie y a un km sobre la altura del terreno (Figura 3.5b). El alto transporte del flujo de humedad ($>2.4 \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$) concentra la humedad alrededor de los tres vórtices mencionados anteriormente, donde un aumento de la humedad resulta de la convergencia. Es importante señalar que las estructuras reveladas en la Figura 3.5a son similares a las que describen las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz. Por lo tanto, el desarrollo de tormentas fue el escenario más probable para la tornadogénesis no supercelda en SNBAP. A un km de altura, se observa una distribución similar de MFC en los vórtices ciclónicos 1 y 2, manteniendo los valores máximos en los lados, pero con una magnitud menor ($1.2\text{--}1.8 \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$) mientras que el vórtice ciclónico 3 desaparece. La ubicación cambiante de las áreas de rotación 1 y 2 en la Figura 3.5a y b sugiere una ligera inclinación hacia el noreste de los sistemas.

El cálculo de MFC mostró su eficacia en la detección de dos masas de aire distintas con diferentes propiedades térmicas (Moore & Elkins, 1985). Los valores de MFC caen entre 2.4 y $1.8 \times 10^{-7} \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ a lo largo de la línea de convergencia. La convergencia horizontal produce fuertes corrientes ascendentes que responden a la ecuación de continuidad de masa, lo que puede fomentar el inicio de la convección (Banacos & Schultz, 2005). En este sentido, la Figura 3.6a muestra secciones transversales de la velocidad vertical, y las líneas grises indican el núcleo de los tres vórtices representados en la Figura 3.4c. Los valores de las corrientes ascendentes en las áreas de tornados alcanzan magnitudes de 5 m s^{-1} y alturas de 1.5 y 2.5 km sobre el suelo. Al menos otros cuatro movimientos ascendentes en las proximidades pueden estar relacionados con los otros tornados desarrollados en SNBAP.

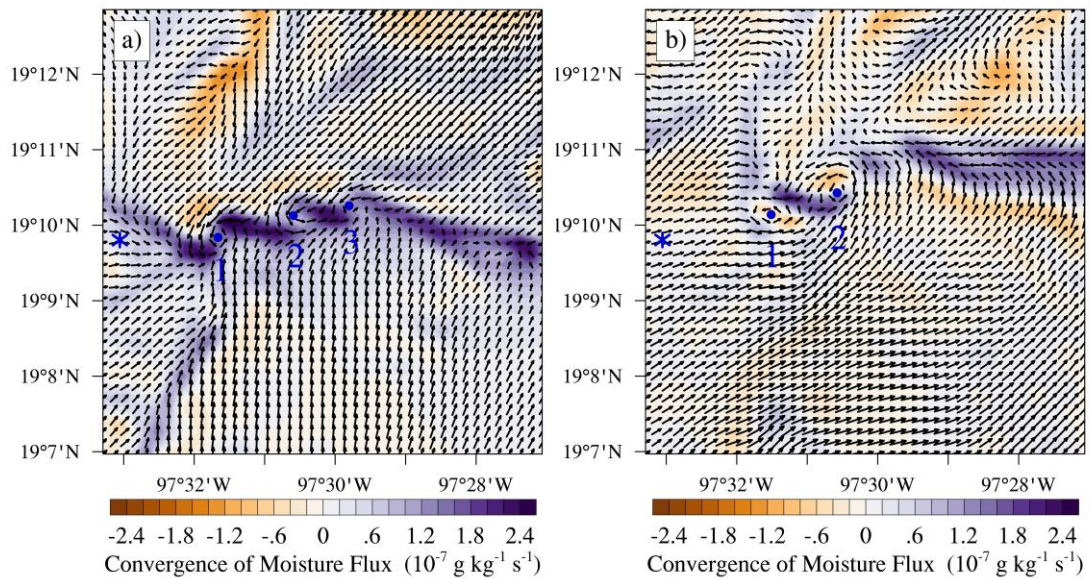


Figura 3. 5. Convergencia de flujo de humedad ($\text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) en superficie en a) y a 1 km de altura en b) a las 2200 UTC. Los números y los puntos azules 1, 2 y 3 indican circulaciones ciclónicas identificadas. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP.

La humedad relativa presenta un gradiente horizontal justo en el sitio de formación de los eventos. En la sección transversal se observan valores altos de HR ($\sim 80\%$) en el lado este de la ubicación de los tres eventos (números 1, 2 y 3, Figura 3.4c). Por el contrario, cerca de la superficie en la región oeste, los valores de HR se mantienen bajos (40%). En alturas entre 4 km y 5 km, con un rango de -97.35° a -97.67° de longitud, existe una zona de máxima humedad relativa, acentuándose verticalmente aproximadamente en -97.51° , coincidiendo con la zona donde ocurrieron los tornados. La humedad relativa puede ser un parámetro que, de manera aproximada, indique el alcance vertical de estos eventos ya que también es una guía eficaz para detectar la presencia de nubosidad (Litta et al., 2012; Yau & Rogers, 1996). De esta forma, se pueden inferir alturas entre 1.5 km y 2.0 km sobre el suelo en el área donde se desarrollaron los TM.

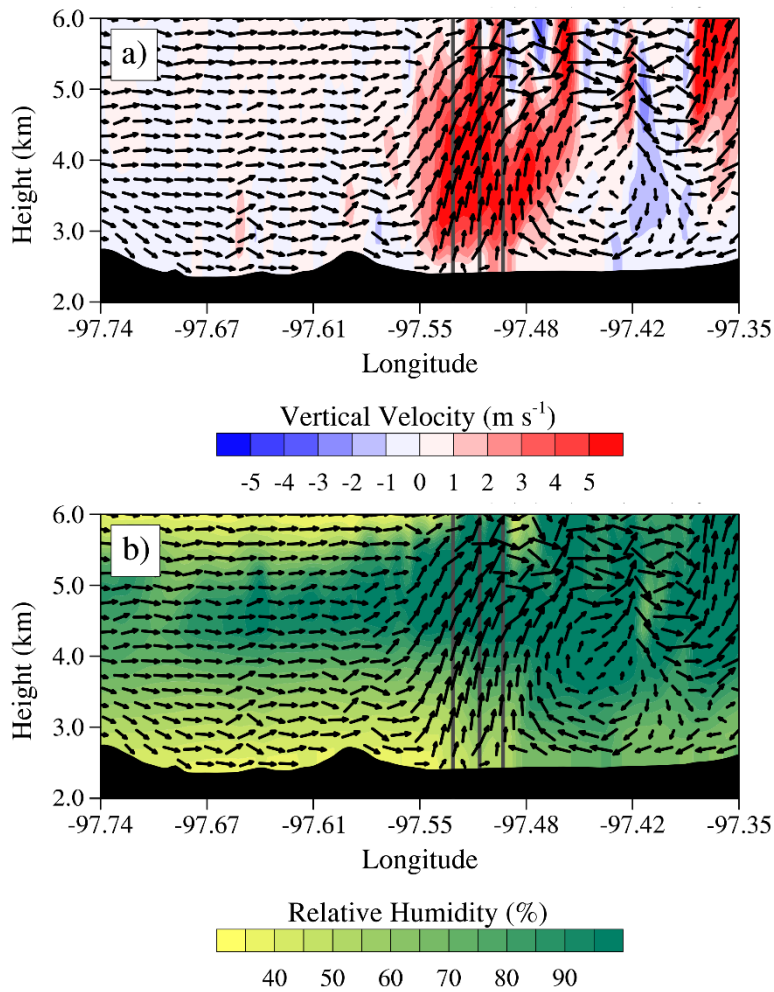


Figura 3. 6. Secciones transversales verticales de las tres circulaciones de viento vertical (m s^{-1}) en a) y humedad relativa (%) en b) a las 2200 UTC. De izquierda a derecha, las líneas grises indican la posición de 1, 2 y 3, respectivamente.

La UH permite detectar flujos rotantes en ascenso. Matemáticamente se calcula por la integración vertical del producto de la velocidad y la vorticidad verticales. Aunque este parámetro se calcula de 2 a 5 km (Kain et al., 2008), la eficiencia de la UH se ha demostrado en capas cercanas a la superficie para detectar la rotación de bajo nivel en casos de tornados no supercelda (Sobash et al., 2016). Con base en la premisa anterior, se calculó la UH en la capa de 0 a 3 km (Figura 3.7a). Los resultados del modelo muestran valores positivos de UH sobre la línea de MFC, es decir, en áreas relacionadas con flujos ascendentes. Además, se destacan tres puntos de UH positiva cerca de SNBAP (asterisco azul). En esta capa, la UH alcanza valores superiores a $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para la circulación más cercana a SNBAP, mientras que las últimas dos circulaciones permanecen en el rango de 80 a $160 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, aproximadamente. Los valores de UH obtenidos en esta capa son

consistentes con los que Clark et al. (2013) encontraron en un estudio similar sobre tornados.

El estiramiento de la vorticidad cerca de la superficie es un factor determinante en la tornadogénesis no supercelda (Wakimoto & Wilson, 1989). En este sentido, la Figura 3.7b representa el estiramiento de la vorticidad relativa vertical cerca de la superficie. Esta figura muestra las circulaciones identificadas previamente a lo largo de los límites de las masas de aire. Este término permanece positivo en el momento de aparición de tornados aislando valores por arriba de $3 \times 10^{-4} \text{s}^{-2}$, posiblemente alimentado por una fuerte convergencia (Figura 3.5). Los valores de estiramiento positivos permiten que los vórtices se intensifiquen, aumentando su velocidad de giro y consolidando tornados. La Figura 3.7c muestra la inclinación de la vorticidad horizontal hacia la vertical a 200 m. En la zona de interés se observan valores de vorticidad ciclónica y anticiclónica, con un pico máximo negativo entre los vórtices 2 y 3. Los valores máximos de magnitud de inclinación de la vorticidad oscilan entre 0.4 y $0.8 \times 10^{-4} \text{s}^{-2}$, similar al orden de magnitud reportado por Wicker & Wilhelmson (1995) y Wurman et al. (2007). Estos valores de inclinación son menores que los de estiramiento.

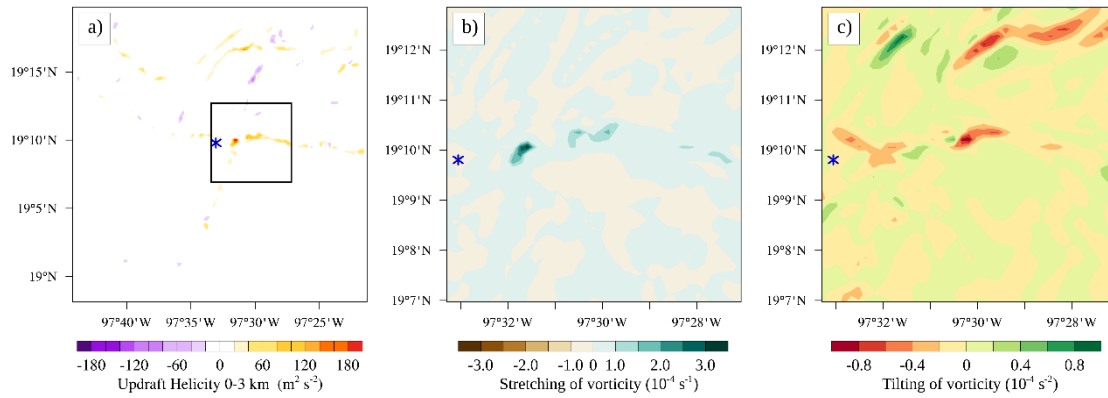


Figura 3. 7. UH (m^2s^{-2}) de 0 a 3 km en a), zoom de D03 de los términos de estiramiento ($\times 10^{-4}\text{s}^{-2}$) en b) y de enderezamiento de la vorticidad ($\times 10^{-4}\text{s}^{-2}$) en c) respectivamente. El cuadro en a) delimita el área de zoom en b-c). Los asteriscos indican la ubicación de SNBAP.

3.4.4 Experimento de sensibilidad del terreno

Se realizó una simulación numérica adicional para examinar la importancia de la orografía en la inducción de circulaciones que favorecieran la formación de tornados en SNBAP. El experimento numérico consistió en suavizar ligeramente el terreno para investigar cómo variaciones menores en la orografía pueden desencadenar cambios

significativos en la dinámica observada. La orografía de este experimento se fijó al 80% de su altura original únicamente en el dominio anidado D03.

Como se mencionó anteriormente, la simulación original describe el paso de tres masas de aire (Figura 3.4a), la primera con dirección suroeste que se bifurca debido a la interacción de Las Derrumbadas. La segunda es una masa que proviene casi en su totalidad del sur. Y una tercera que se dirige hacia el noreste, cruzando una pequeña cordillera al suroeste del dominio. Estas tres masas de aire convergen en un área cercana a SNBAP, generando una línea de convergencia. Cuando la orografía se fija al 80% (Figura 3.8a), la distribución de las tres masas de aire es moderadamente diferente. Su convergencia se produce unos kilómetros al sur (línea roja), respecto a la simulación original. Por la reducción de las zonas más altas, la masa proveniente del norte atraviesa Las Derrumbadas con mayor facilidad. Un escenario similar ocurre con el viento del suroeste propagándose a través de las montañas. Un zoom del área de ocurrencia de los tornados (Figura 3.8b) revela una mejor definición de la línea de convergencia. Si bien esta nueva configuración en el terreno es capaz de producir nuevas circulaciones ciclónicas y anticiclónicas, la orografía original es la que desarrolla una línea de múltiples vórtices, similar a lo ocurrido en SNBAP.

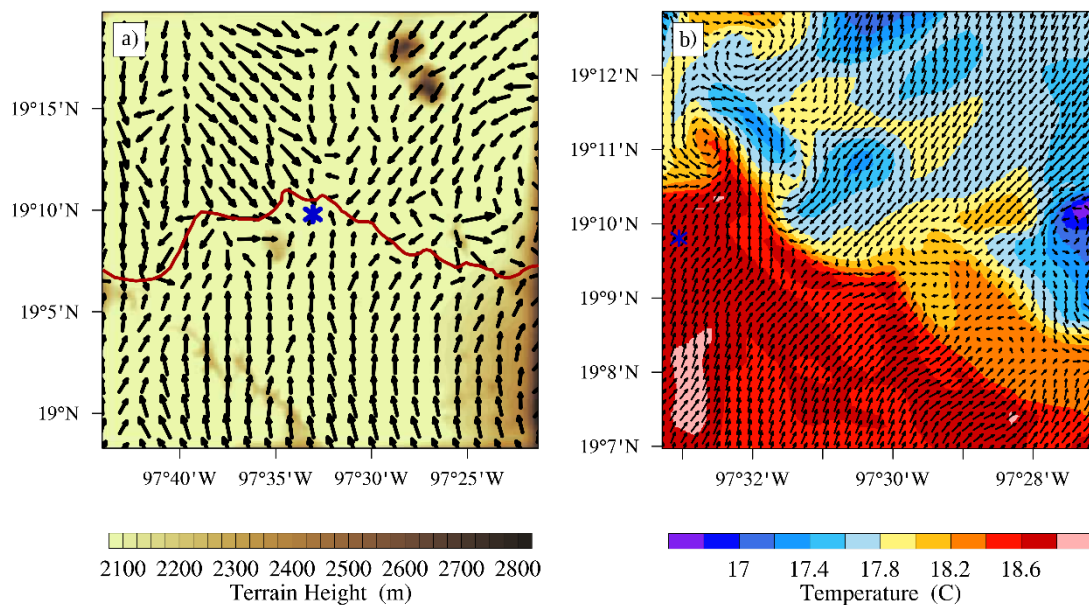


Figura 3. 8. Terreno del modelo (m) al 80% y vectores de viento en la superficie en a) y un zoom de D03 de la temperatura en superficie (°C) con vectores de viento en b) a las 2200 UTC. La línea roja indica la convergencia de las masas.

3.4.5 Salidas del modelo de trayectorias HYSPLIT

El modelo de trayectoria HYSPLIT se utilizó para comprender el comportamiento de los tres vórtices identificados previamente y complementar las simulaciones originales de WRF. Las Figuras 3.9a y b describen dos perspectivas diferentes de la simulación de la trayectoria con 30 partículas insertadas a 10 m sobre el suelo (10 partículas en cada vórtice). Aunque la simulación consistió en 60 min con un paso de tiempo de 1 min, las figuras solo muestran los primeros 15 min, que se consideran los más importantes. En la simulación HYSPLIT, la posición inicial de las partículas estaba en las proximidades de las tres circulaciones ciclónicas identificadas en la Figura 3.4c.

En el vórtice número 1, las partículas realizan un movimiento de tipo espiral durante los primeros 8 min, alcanzando una altura entre 570 m y 1020 m. Después de este período, las partículas circulan hacia el este. Tal comportamiento está relacionado con la divergencia del viento a aproximadamente 1 km de altura (Figura 3.5b). El vórtice número 2 muestra un comportamiento diferente. El ascenso de cada partícula es notable; varias partículas colocadas se ramifican del resto, desplazándose verticalmente y hacia el oeste, alcanzando una altura de hasta 1368 m en 15 min de simulación. Las partículas restantes mantienen un ascenso vertical inclinado hacia el este, alcanzando una altura promedio de 1606 m. La segmentación de esta segunda circulación puede asociarse con los flujos fuertemente verticales derivados de la línea de convergencia cerca de la superficie. Las partículas en el vórtice número 3 muestran un ascenso vertical consistente durante 9 min, después de lo cual mantienen un desplazamiento cuasi-horizontal hacia el sur y alcanzan una altura de 1054 m después de 15 min.

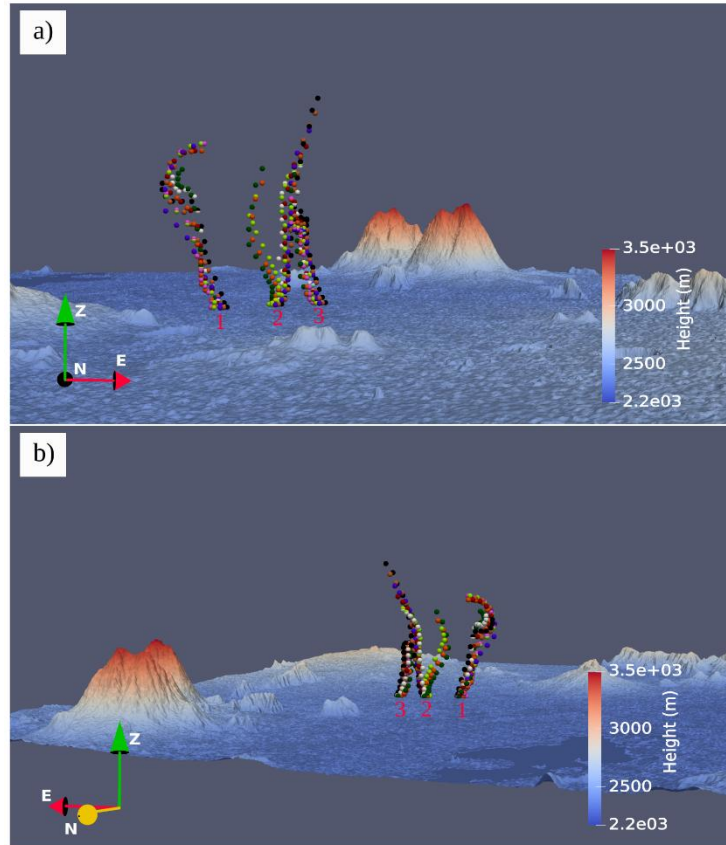


Figura 3. 9. Diferentes perspectivas de la simulación de trayectorias lagrangianas para los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 3.4c.

3.5 Discusión

La dinámica durante la ocurrencia del evento de TM encontrada en las simulaciones numéricas implica la presencia necesaria de algunos elementos del tiempo severo. La Figura 3.10a muestra la densidad del aire (contornos) y la distribución de la humedad específica en superficie. La masa de aire, ubicada en el lado norte del dominio, muestra un alto contenido de humedad ($> 10.8 \text{ g kg}^{-1}$). El flujo opuesto del sur ($> 10 \text{ g kg}^{-1}$), explica el origen de la humedad en la zona de formación de tornados. La distribución de masas de aire y las diferencias de densidad conducen a la superposición de ambas. Para verificar esta afirmación, las Figuras 3.10b y c describen las secciones transversales N-S que cubren la línea de convergencia. El desplazamiento de 1 h del remanente del frente frío es visible desde las 2130 UTC (Figura 3.10b) hasta las 2230 UTC (Figura 3.10c). La masa de aire del sur se eleva por encima de la del norte desde la superficie hasta 2.5 y 3 km sobre el suelo. Esta situación explica las fuertes corrientes verticales positivas ($> 5 \text{ ms}^{-1}$, Figura 3.6a), que pueden provocar condensación de humedad y favorecer la formación de tormentas.

Además, existe una fuerte relación entre la orografía y los patrones de viento. Estudios han demostrado que la orografía puede modificar las condiciones termodinámicas, cinemáticas y actuar como canalizadores del viento (Bosart et al., 2006; Markowski & Richardson, 2011). La orografía original canaliza y redirige las masas de aire, como se muestra en la Figura 3.4a. En el experimento con orografía modificada (Figura 3.8a), los flujos exhiben mayor libertad de movimiento debido a la menor elevación de las barreras topográficas. Este experimento también genera otros vórtices en diferentes posiciones, donde se destacan dos con rotación anticiclónica. Por lo que se sugiere que una orografía modificada representa otros escenarios donde la tornadogénesis o producción de vorticidad es posible.

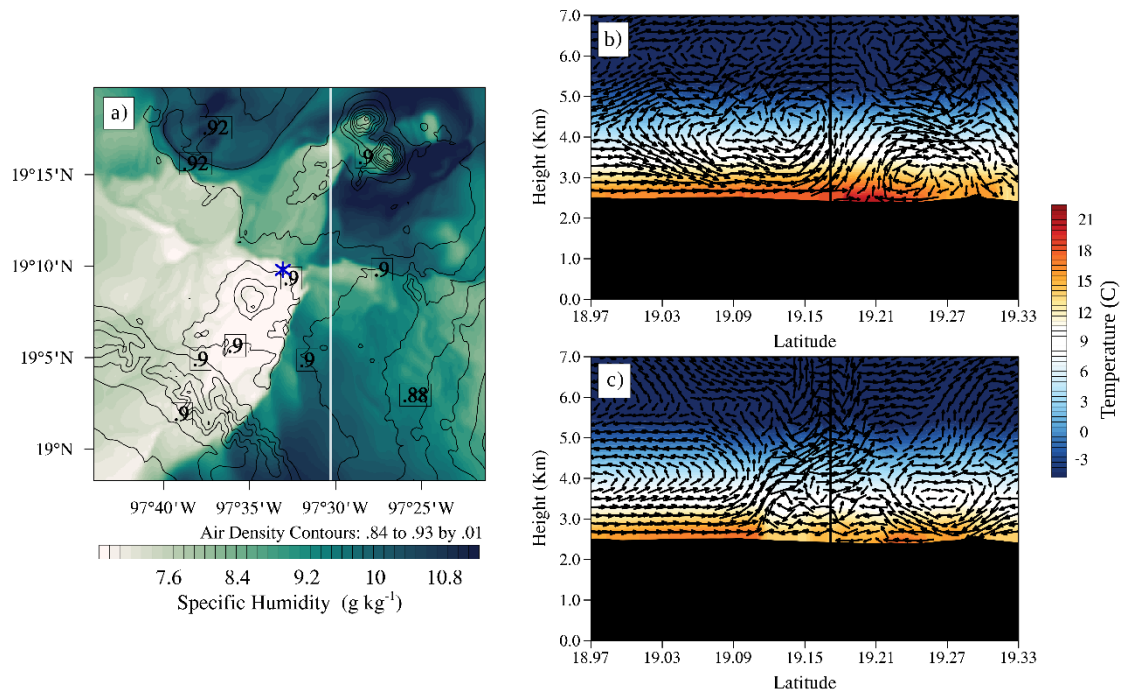


Figura 3. 10. Distribución de la humedad específica (g kg^{-1}) y contornos de densidad del aire (kg m^{-3}) a las 2200 UTC en a), y una sección transversal N-S de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y componente vertical del viento (m s^{-1}) a las 2130 UTC en b) y a las 2230 UTC en c). El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP, y la línea blanca es la sección transversal de los gráficos b-c). La línea negra indica la posición de la línea de convergencia.

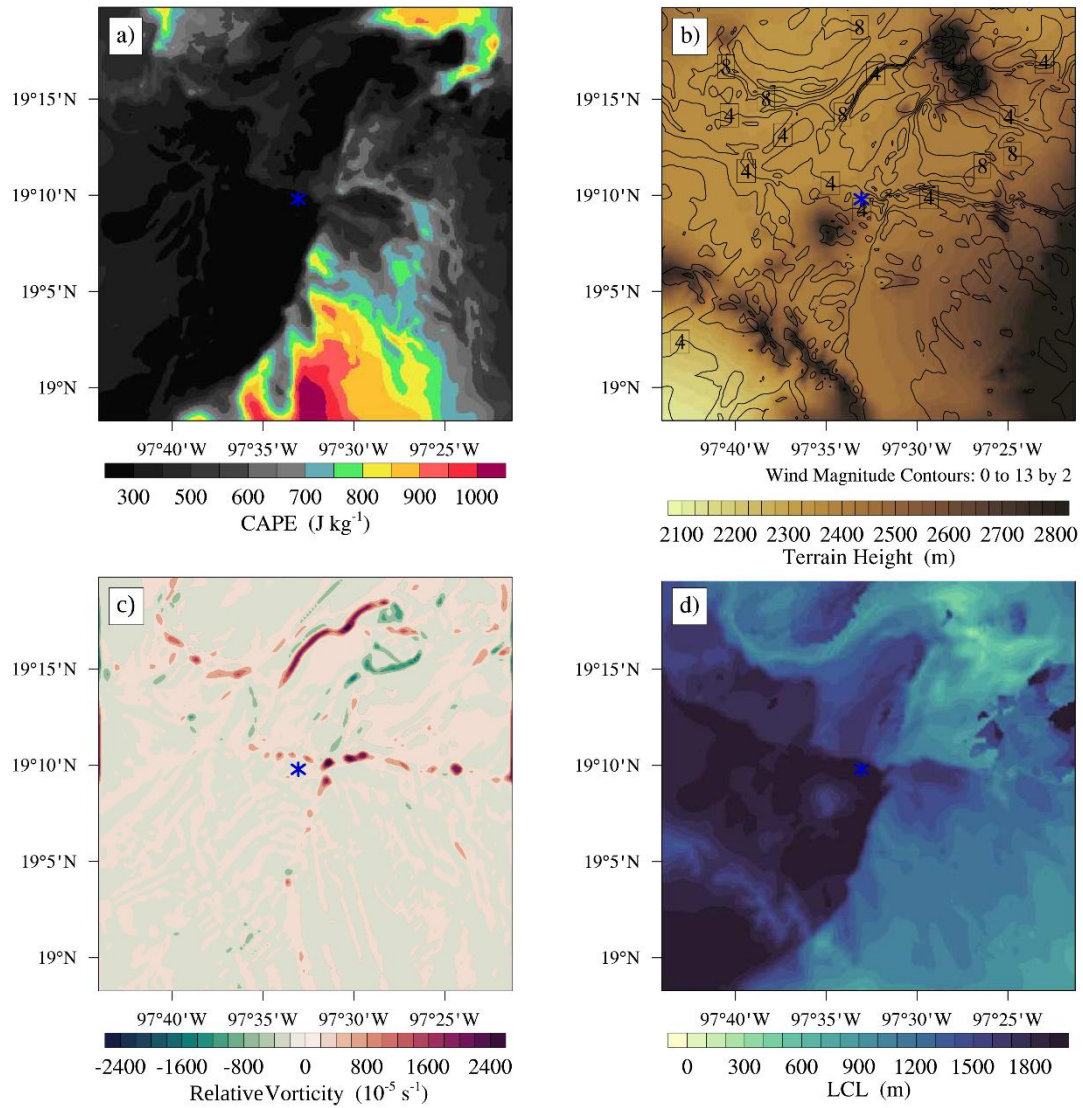


Figura 3. 11. CAPE (J kg^{-1}) en a), altura del terreno (m) con contornos de magnitud del viento (m s^{-1}) en b), vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) en c) y LCL (m) en d) a las 2200 UTC. El asterisco azul indica la ubicación de SNBAP.

Por otro lado, el flujo del sur que pasó sobre el remanente del frente frío alcanzó altos valores de CAPE durante su movimiento hacia el norte (Figura 3.11a). Los valores de CAPE en la línea límite de las masas de aire alcanzaron los 600 J kg^{-1} (Figura 3.11a). Los tornados se desarrollan en un entorno con gradientes de viento relativamente fuertes con una importante cizalladura horizontal. El origen de la inestabilidad de cizalladura que llevó al desarrollo de múltiples tornados se produjo entre los límites de las tres masas de aire. En estas condiciones, se formaron múltiples puntos de vorticidad vertical (Figura 3.11c) en las proximidades del SNBAP. En esta zona se localizan valores entre 16×10^{-3} y $28 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$, similar a lo encontrado por (Roberts & Wilson, 1995) en un caso similar.

Estos altos valores de vorticidad vertical son el resultado de la amplificación de vorticidad preexistente debido a la fuerte convergencia y su posterior estiramiento.

El cálculo del parámetro LCL arrojó valores entre 1000 y 1100 m para los vórtices en el área de interés (Figura 3.11c). Estos valores están ligeramente por debajo del promedio informado por Davies (2006) en el estudio de varios tornados no supercelda. Esta configuración sugiere un escenario de LCL bajo (es decir, humedad relativa alta en la capa límite) donde las parcelas no demasiado negativamente boyantes ingresan al área del tornado y contribuyen al término de estiramiento de vorticidad (Figura 3.7b). La trayectoria de las partículas muestra esta flotabilidad positiva mediante un ascenso en espiral (Figura 3.9). Algunas de estas partículas alcanzan alturas superiores a 1600 m, como resultado de la fuerte convergencia en la superficie y las características de flotabilidad de las parcelas introducidas. El ascenso comienza cerca de la superficie hasta superar el LCL, donde finalmente pierden flotabilidad y se extienden horizontalmente.

3.6 Conclusiones

Los tornados se presentan en diferentes escenarios meteorológicos. Uno de los eventos más extraordinarios es cuando existen condiciones para la ocurrencia de TM. Por su ubicación geográfica y configuración topográfica, la porción oriental de la FVTM es susceptible a la formación de tornados y eventos de TM. Además, el análisis sinóptico indica la interacción de una vaguada cercana a la superficie que, combinada con los remanentes de un frente frío, generó valores de CAPE relativamente altos en la porción central del país. En este contexto, el evento de SNBAP representa un fenómeno meteorológico inusual. Este evento consistió de cinco tornados simultáneos con al menos uno rotando ciclónicamente. Para analizar el caso, se realizaron dos experimentos con el modelo WRF a una resolución horizontal de 250 m para el dominio anidado D03.

Los resultados revelan la interacción de tres masas de aire que producen una línea de convergencia a lo largo de la cual se pueden distinguir al menos tres vórtices con rotación ciclónica a partir de las simulaciones del modelo. Las condiciones del terreno regularon el evento, causando la canalización del viento y la convergencia de las tres masas de aire. Esta convergencia provocó una línea de cizalladura del viento bien establecida. A lo largo de esta línea, la MFC revela estructuras similares a las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz, que pueden desencadenar múltiples eventos de tornados. Las propiedades físicas de estas masas, la densidad del aire y la velocidad vertical fueron fundamentales

para establecer la dinámica durante su interacción. Una de las masas de aire, con suficiente humedad específica para la formación de nubes de tormenta, se eleva por encima de la masa de aire que provenía de los remanentes de un frente frío. Este resultado se confirma ya que la masa del sur tiene los valores más altos de CAPE. Un LCL bajo y una fuerte convergencia acompañaron la consolidación de los tornados. Estos parámetros mejoraron el estiramiento de la vorticidad.

Los experimentos con una orografía reducida confirman su relevancia en la tornadogénesis de SNBAP. Los cambios mínimos causados por multiplicar la orografía por algún factor generan un escenario diferente donde la distribución de las masas y su convergencia generan otras perturbaciones ciclónicas y anticiclónicas. Se realizaron experimentos con el modelo HYSPLIT. El modelo es capaz de reproducir un comportamiento en forma de espiral para el vórtice cercano a SNBAP, que en esta investigación se consideró el más intenso. Este experimento representa el primer entorno de tornado analizado en México utilizando trayectorias lagrangianas. Todas las trayectorias calculadas mostraron un ascenso vertical dominante debido a la flotabilidad positiva hasta que se excedió el LCL.

Este trabajo de investigación muestra la capacidad de los modelos WRF y HYSPLIT para reproducir las condiciones meteorológicas durante eventos de tornado de manera satisfactoria. Los resultados obtenidos del presente estudio exploran la generación de tornados no supercelda en el centro de México, particularmente un evento de TM, y demuestra el papel significativo que juegan las características topográficas en la formación de entornos que preceden a la tornadogénesis no supercelda. Se necesitan más investigaciones para aumentar el conocimiento de cómo las características del terreno pueden inducir ambientes tornádicos, especialmente en las regiones tropicales, donde estos fenómenos están poco explorados.

Traducción y adaptación:

Monterde, D., Carbajal, N., Pineda-Martínez, L. F., & León-Cruz, J. F. (2023). Analysis of a multiple non-supercell tornado event in Mexico. *Atmospheric Research*, 293, 106916.

Capítulo 4

Tornados anticiclónicos en una orografía compleja

4.1 Introducción

Los tornados ocurren en prácticamente todos los continentes (Litta et al., 2012), lo que los convierte en un fenómeno relativamente común. Debido a su naturaleza destructiva y devastadora, el fenómeno de los tornados ha sido ampliamente investigado en cuanto a su estructura, mecanismo de formación y dinámica (p. ej., Davies-Jones, 2015; Doswell & Burgess, 1993; Markowski & Richardson, 2014). En este sentido, se reconocen comúnmente dos tipos principales de tornadogénesis: supercelda y no supercelda. Los tornados supercelda se han estudiado ampliamente, principalmente en latitudes medias, lo que ha generado un conocimiento bastante sólido sobre este fenómeno. El segundo tipo de tornadogénesis es menos conocido e incluye algunos de los vórtices más comunes, como los tornados no supercelda y trombas marinas. A pesar del menor potencial destructivo de este fenómeno (en comparación con los tornados significativos formados a partir de tormentas supercelda), investigaciones previas han señalado la importancia de este tipo de tornados (Clark & Smart, 2016; Polyánszky & Bondor, 2011; Wakimoto & Wilson, 1989), principalmente debido al menor potencial de los modelos meteorológicos para predecirlos y de los radares meteorológicos para realizar pronósticos inmediatos eficaces.

Es necesario comprender mejor la tornadogénesis no supercelda para mejorar su pronóstico. Investigaciones previas han señalado que la tornadogénesis no supercelda (NST) se observa comúnmente a lo largo de las líneas adyacentes (Wakimoto & Wilson, 1989). Investigaciones posteriores que utilizan simulaciones numéricas (Lee & Wilhelmson, 1997a, 1997b) permitieron reconocer las circulaciones de misociclones (elementales para la NST) y desarrollar un modelo esquemático para su formación. Otras investigaciones (Polyánszky & Bondor, 2011) han señalado la importancia de vorticidad vertical preexistente y los límites de desplazamiento del viento para la NST, dado que los entornos preconvectivos parecen no tener la capacidad de identificar el potencial meteorológico severo en los tornados no supercelda. Resultados similares utilizando datos de radar meteorológico se obtuvieron en otras investigaciones (Lane & Moore,

2006), lo que demuestra los importantes desafíos que estos tornados representan para la meteorología académica y operativa.

Por otro lado, la documentación y el análisis de tornados anticiclónicos son escasos. Los primeros estudios al respecto son de Snider (1976) y Fujita (1977), que describen las propiedades generales de los tornados anticiclónicos. Los resultados sugieren la hipótesis de una posible relación entre la dirección del giro del tornado y el tipo de vorticidad generada cerca de la superficie (Fujita, 1977). Otras investigaciones recientes han examinado tornados anticiclónicos incrustados en superceldas, generalmente acompañados de un segundo tornado ciclónico (supercelda) más intenso (Brown & Knupp, 1980). Tyrrell (2009) analiza la rotación en sentido horario que adquiere un tornado en Irlanda, vinculando el giro con el caletamiento diferencial entre un cuerpo de agua y tierra (vorticidad baroclínica). Las características de los tornados anticiclónicos también se estudiaron mediante datos in situ de una estación meteorológica y datos de radar (Kosiba et al., 2014). Sin embargo, el escaso interés en este fenómeno podría estar relacionado con su tasa de documentación, que generalmente es muy baja. En Bulgaria, por ejemplo, la climatología de tornados de 90 años reportó un solo evento anticiclónico (Ivanov, 2016), mientras que, en Japón, solo el 15% de los casos anticiclónicos se registraron en una base de datos entre 1961 y 1993 (Niino et al., 1997).

Curiosamente, los tornados no supercelda con giro anticiclónico no parecen ser raros en México. Investigaciones previas (Carbajal et al., 2019a) señalan un alto porcentaje de este tipo de eventos en la zona central del país y su posible relación con la complejidad del terreno. Se sabe que las características orográficas modifican la circulación a diferentes escalas (Steinacker, 2007), afectando grandes sistemas como la propagación de frentes fríos, la convergencia de masas de aire húmedo y los flujos catabáticos y anabáticos, que pueden dar lugar a líneas de convergencia que, junto con posibles condiciones de inestabilidad, desencadenan tormentas severas y la formación de tornados no supercelda (Markowski & Dotzek, 2011). En este sentido, en el centro de México, se ha observado el papel elemental de las características orográficas en la generación de tornados no supercelda (León-Cruz et al., 2019a; Monterde et al., 2023). Por lo tanto, el paso natural es investigar el origen de la vorticidad de bajo nivel, que podría estar relacionada con la dirección de giro de los tornados no supercelda en el país.

En este contexto, esta investigación utilizó el modelo WRF-ARW para simular las condiciones meteorológicas (a muy alta resolución) de dos tornados no supercelda anticiclónicos en una región de terreno complejo en el centro de México. El objetivo de lo anterior fue analizar el origen de la vorticidad de niveles bajos y los límites de convergencia que desencadenaron la formación de estos tornados.

4.2 Área de estudio

La FVTM se ubica en la parte central de México, entre los 18° N y 22° N y los 96° O y 105° O (Figura 4.1). Esta zona se extiende de oeste a este del país, con una formación montañosa de orografía irregular compuesta por aproximadamente 8000 estructuras volcánicas (Gómez-Tuena et al., 2005), incluyendo las montañas más altas de México, como el Pico de Orizaba (5636 m). La FVTM también define la dinámica atmosférica del centro de México, ya que divide las zonas áridas y semiáridas del norte y las regiones húmedas del sur y sureste del país (Morrone et al., 2017). Asimismo, investigaciones previas han encontrado que las características orográficas de esta zona proporcionan un entorno favorable para las tormentas convectivas forzadas por las montañas (León-Cruz et al., 2021). En este sentido, entre 2010 y 2017, videos documentaron 27 tornados no supercelda sobre el área de la FVTM, donde se reconocieron 15 vórtices con giro anticiclónico (Carbajal et al., 2019).

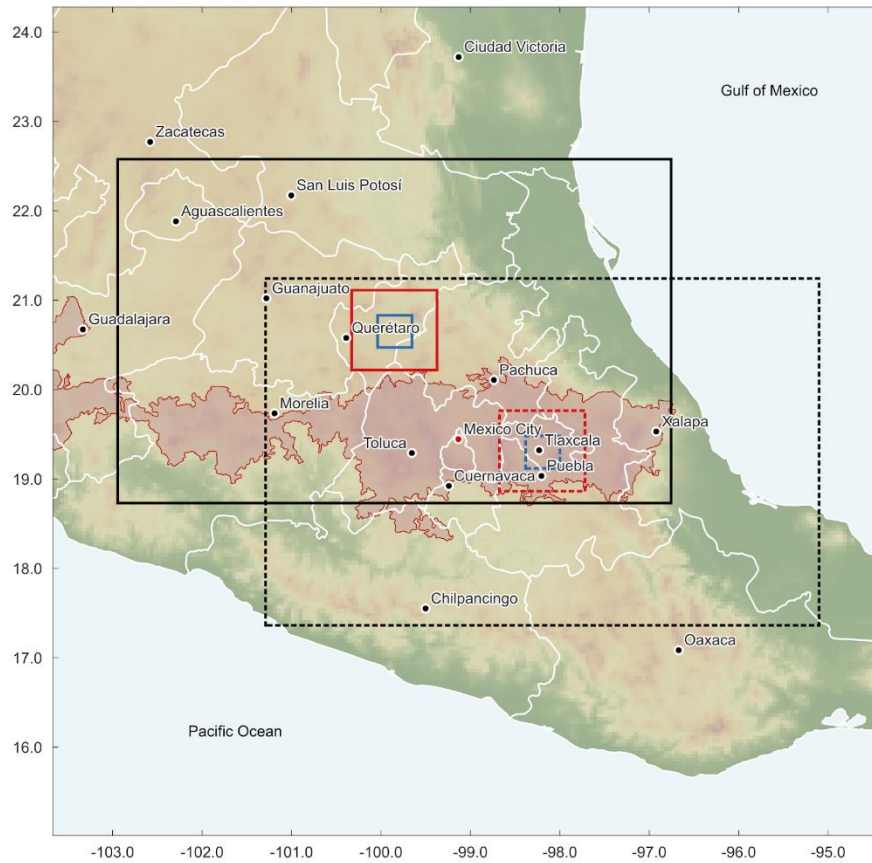


Figura 4. 1. Área de estudio y configuración de los dominios WPS. Las líneas continuas muestran la configuración para el tornado del estado de Querétaro (QR), mientras que las líneas discontinuas para el tornado del estado de Tlaxcala (TX). Los colores muestran el ID del dominio: negro (d01), rojo (d02) y azul (d03). Las capitales también se muestran con puntos negros. La FVTM (Morrone et al., 2017) se representa en rojo sombreado.

4.3. Metodología

4.3.1. Configuración del modelo WRF

El modelo de Investigación y Pronóstico del Tiempo (WRF-ARW) V.3.6.1 (Skamarock et al., 2019) se utilizó para simular las condiciones meteorológicas prevalecientes durante la ocurrencia de dos tornados anticiclónicos no supercelda. La configuración del experimento es descrita en el capítulo dos, sección 2.4. La configuración de los dominios se ve ilustrada en la Figura 4.1. Los datos analizados para cada tornado abarcaron un período de 72 horas centrado en la hora reportada del evento. El modelo WRF-ARW se inicializó utilizando datos del Análisis Operacional Global Final (ds083.3) (NCEP, 2015) en una malla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y un intervalo de tiempo de 6 horas.

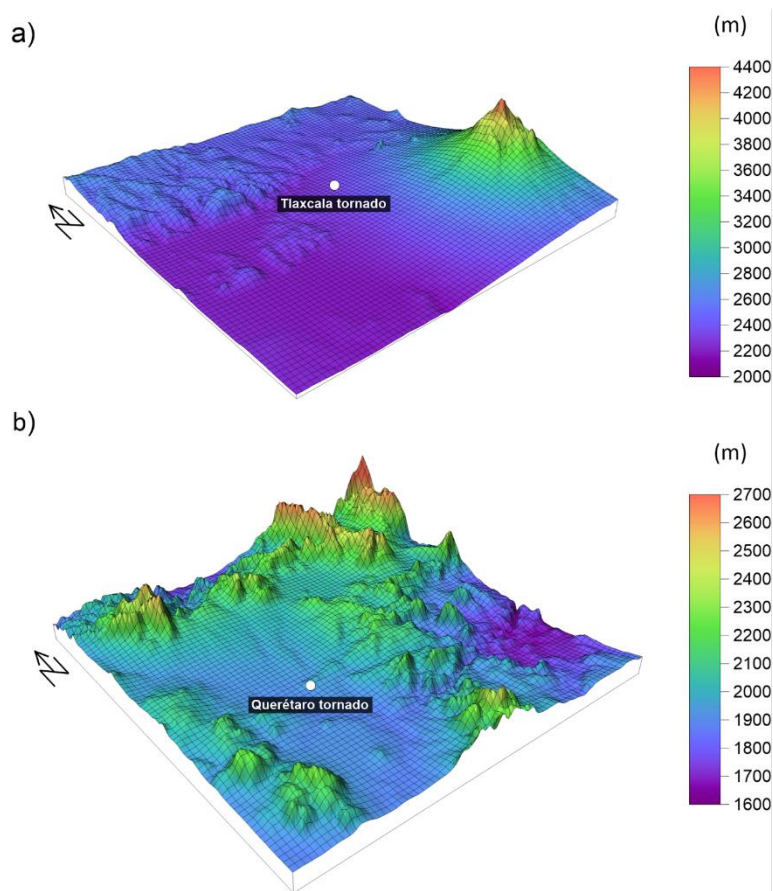


Figura 4. 2. Representación tridimensional del d03 utilizado para las simulaciones numéricas centradas en los tornados de (a) Tlaxcala (TX) y (b) Querétaro (QR). Los puntos blancos indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.

4.3.2. Origen de la vorticidad

Para el análisis de tornados anticiclónicos, una vez modelados dos eventos, se prosiguió de la siguiente forma: Se buscó encontrar los ambientes típicos durante la formación de tornados no supercelda a través de índices de inestabilidad como CAPE, el gradiente térmico de 2-4 Km (LR24, por sus siglas en inglés), SRH y MLS. Una vez detectado este ambiente tornádico en ambos casos de estudio. Se buscó mostrar cómo el modelo representaba los sistemas de tormenta a través de la reflectividad máxima simulada. Y encontrar aquellas zonas propensas para la formación de tornados no supercelda por medio del Parámetro de Tornado No Supercelda (NSTP, por sus siglas en inglés) este parámetro es un producto del gradiente térmico de 0-1 Km (LR01, por sus siglas en inglés), la CAPE de niveles medios, la inhibición de convección (CI, por sus siglas en

inglés) en niveles medios, la cizalladura en capas profundas (DLS) y la vorticidad relativa en superficie (Baumgardt & Cook, 2006).

$$NSTP = \left(\frac{LR_{01}}{9}\right) \left(\frac{MLCAPE_3}{100}\right) \left(\frac{225 - MLCIN}{200}\right) \left(\frac{18 - DLS}{5}\right) \left(\frac{\zeta_r}{8}\right)$$

Si todos estos parámetros eran favorables en la zona de reporte de tornado, entonces se procedía a analizar el origen de la vorticidad de niveles bajos graficando a diferentes tiempos la orografía, el viento horizontal, la vorticidad relativa y la componente del viento vertical. Además de diagramas de Hovmöler. De esta manera se comprobaría no solo el origen de la vorticidad en niveles bajos, sino también el estiramiento de la vorticidad que asistía la tornadogénesis anticiclónica.

4.3.3. Validación del modelo

Dada la falta de observaciones in situ para ambos casos de tornado, los resultados del modelo WRF se compararon con los datos de reanálisis ERA-5 (Hersbach et al., 2020) para el tornado QR y los datos de las EMAS para el tornado TX durante la etapa de validación del modelo. Las variables comparadas fueron la temperatura y la humedad relativa. Las medidas de bondad de ajuste utilizadas fueron el RMSE, PEARSON y BIAS. La validación consistió en interpolar las variables de simulación a las coordenadas de cada estación meteorológica y el punto central del dominio d03 para el día completo del tornado (24 horas). Se realizaron diferentes experimentos de sensibilidad que modificaron las parametrizaciones físicas, pero solo se seleccionó el conjunto de parametrizaciones mencionado anteriormente (Tabla 1).

El RMSE máximo se observa para el tornado TX con un error de 2.31 °C, mientras que la misma métrica, utilizando datos de reanálisis en el caso del tornado QR, es de 1.41 °C. El BIAS muestra una subestimación de las salidas del modelo WRF en comparación con los datos observacionales, mientras que una sobreestimación de las salidas del modelo en comparación con el conjunto de datos de reanálisis ERA5. El coeficiente de correlación de Pearson muestra una correlación significativa y fuerte entre las salidas del modelo, el reanálisis y las observaciones in situ para la variable temperatura. Por otro lado, la humedad relativa tiene un valor RMSE menor en el caso del tornado QR, y se muestra un error mayor (12.15%) para el tornado TX. Ambas simulaciones sobreestiman los valores reportados por los datos in situ y de reanálisis, pero en el caso del tornado QR, esta sobreestimación es de alrededor del 13%. La correlación, la misma para la variable

anterior, es significativa y fuerte en ambas simulaciones. Es importante mencionar que las métricas calculadas son similares a otras reportadas para simulaciones de tiempo severo (Carbajal et al., 2019a; Monterde et al., 2023; Solbakken et al., 2021); dado que la simulación de este tipo de evento extremo genera errores mayores que para estudios climáticos.

Tabla 4.1. Comparación de las salidas del modelo WRF con los datos de la estación meteorológica (tornado TX) y los datos de reanálisis ERA-5 (tornado QR).

Variable	Measure	TX (Station)	QR (ERA5)
T (°C)	RMSE	2.31	1.41
	BIAS	-0.68	4.49
	PEARSON	0.85	0.70
RH (%)	RMSE	12.15	1.71
	BIAS	0.38	13.09
	PEARSON	0.80	0.76

4.4 Resultados y discusión

4.4.1. Descripción de los tornados

El tornado del estado de Tlaxcala (TX) se reportó la tarde del 27 de mayo de 2016, cerca de las 2130 UTC (15:30 hora local), entre los municipios de Contla y Chiautempan. Según los medios de comunicación, este tornado derribó árboles, arrancó algunos techos y generó daños importantes a la infraestructura eléctrica. El tornado de Querétaro (QR) se reportó el 6 de agosto de 2017, cerca de las 2240 UTC (16:40 hora local), entre los municipios de Ezequiel de Montes y Cadereyta de Montes. Los medios de comunicación indican que el vórtice estuvo activo entre 10 y 20 minutos, causando solo daños materiales menores. Ninguno de los reportes de tornados recibió una clasificación oficial en la escala EF por parte del SMN. La dirección de giro de estos reportes se identificó gracias a videos grabados por transeúntes.

4.4.2. Características derivadas de datos satelitales

La evolución de la tormenta en ambos casos analizados se muestra en la Figura 4.3 utilizando la TOABT de los datos satelitales GOES (Knapp, 2017). En el caso del tornado

TX (Figs. 3 a-d), la tormenta madre comenzó su desarrollo alrededor de las 2000 UTC. El núcleo convectivo relacionado con el tornado formó parte de una serie de tormentas eléctricas que se desarrollaron en dirección norte-sur durante la tarde del 27 de mayo de 2016; estas tormentas se asociaron con una vaguada de bajo nivel ubicada en el centro de México. El tornado anticiclónico se reportó en la etapa inicial de la tormenta, en el borde oeste (Figs. 3 b-c), cerca de la región más intensa del núcleo convectivo. La tormenta madre continuó desarrollándose y se desplazó hacia el este en las horas siguientes.

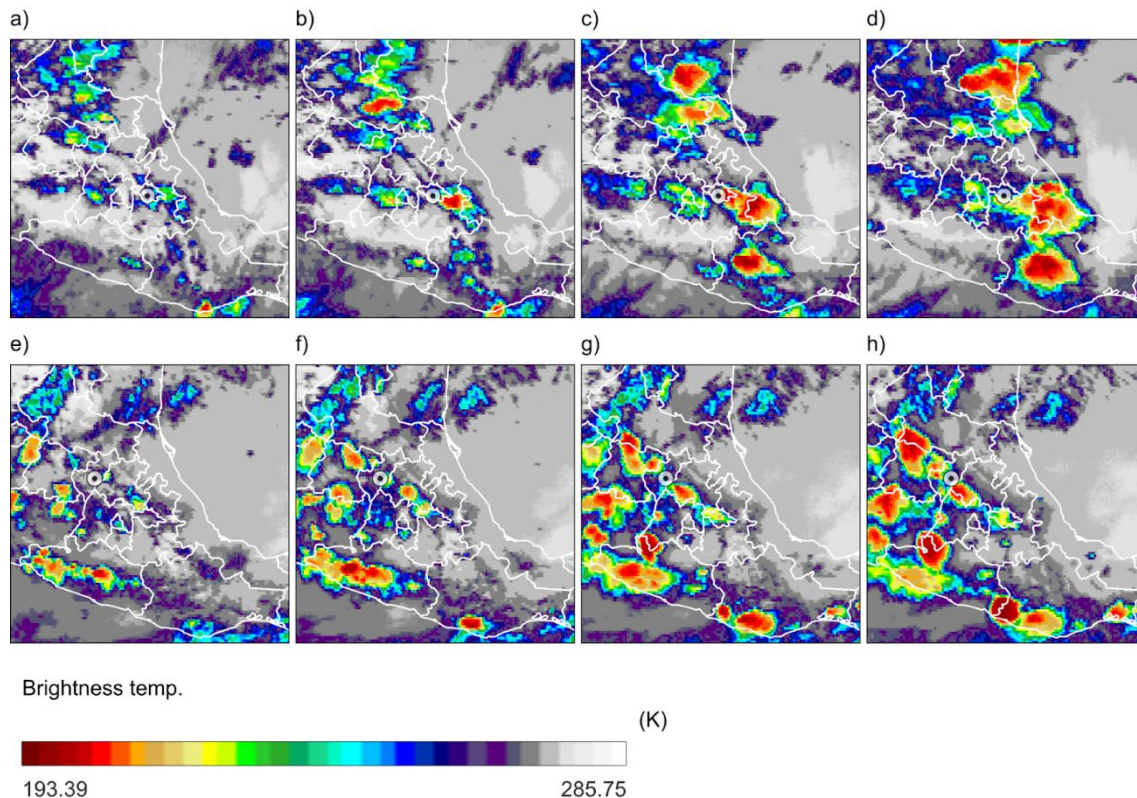


Figura 4. 3. TOABT (K) (canal 6) a (a-d) 2000-2300 UTC, 27 de mayo de 2016, y (e-h) 2100-2300 UTC, 6 de agosto y 24:00 UTC, 6 de agosto de 2017. Los puntos blancos indican la ubicación aproximada de los tornados: datos obtenidos del satélite GOES en cuadrícula (Knapp, 2017).

Se observó un escenario similar para el tornado QR (Figura 3, e-h). La tormenta madre formó parte de una serie de tormentas convectivas que se desarrollaron en el centro de México y las regiones costeras del Océano Pacífico. En este caso, la presencia de una vaguada de bajo nivel en el centro de México, acompañada de una onda tropical que se desplazaba sobre la costa del Océano Pacífico, proporcionó condiciones favorables para el desarrollo de tormentas eléctricas el 6 de agosto de 2017 (no se muestra). El tornado anticiclónico se formó de nuevo en la etapa inicial de la tormenta cerca del borde de dos

pequeños núcleos convectivos (Figura 3, f-g). Estas tormentas eléctricas se ubicaron en dirección noroeste-sureste y continuaron desarrollándose durante varias horas después del reporte del tornado.

4.4.3. Características simuladas del modelo

4.4.3.1. Inestabilidad y parámetros cinemáticos

La CAPE para tornados TX y QR se muestra en la Figura 4.4a-b. La CAPE simulada para el tornado TX ronda los 1600 J kg^{-1} (inestabilidad moderada). Los valores más altos de CAPE se ubican detrás de la ubicación del tornado y coinciden con una masa de aire húmedo que se desplaza de sur a norte del dominio (no se muestra). Por otro lado, el valor simulado de CAPE para el tornado QR es ligeramente superior, alrededor de 1800 J kg^{-1} (también considerado moderadamente inestable). En este caso, se identifican valores superiores a 1500 J kg^{-1} en todo el dominio, excepto en la porción suroeste, que coincide con la ubicación de las elevaciones más altas. A diferencia del caso anterior, toda la superficie del tornado QR era extremadamente húmeda, con un flujo general de noreste a suroeste.

El LR24 es relevante ya que aporta información de la inestabilidad atmosférica en el área. Entre más pronunciado sea un gradiente de temperatura a una corta distancia indicará una diferencia considerable de energía entre ambas capas. A tal efecto, el LR24 se observa en la Figura 4.4, c-d para los tornados TX y QR. Para el primero, en todo el dominio las diferencias de temperatura varían entre los 10 y hasta los 14°C km^{-1} . En el área del tornado (recuadro azul) este LR24 tiene un máximo de 14°C km^{-1} . Estos valores indicarían una atmósfera inestable. En el caso QR, el LR24 se observa relativamente homogéneo alrededor de todo el dominio oscilando con valores de entre 10 y 12°C km^{-1} . Mientras que la zona del tornado se mantiene con un gradiente máximo de 12°C km^{-1} . Aunque estos valores se encuentren por encima de lo reportado por autores como Hanesiak et al. (2024) y Sessa & Trapp (2023) para otros países y por (León-Cruz, 2025) para el caso de México, no dejan de ser primordiales para el análisis de inestabilidad atmosférica en la tornadogénesis de los casos TX y QR. En ambos casos, los entornos se caracterizan por valores intermedios de CAPE, coincidentes con el entorno más común para tornados no supercelda en México (León-Cruz, 2025). Los gradientes térmicos son considerablemente más altos que los reportados para este entorno tornádico en el país. Sin embargo, son consistentes con un entorno absolutamente inestable. El terreno elevado donde se

reportaron estos fenómenos (superiores a 1800 msnm) y la humedad en niveles bajos deberían influir en el entorno inestable observado para estos tornados.

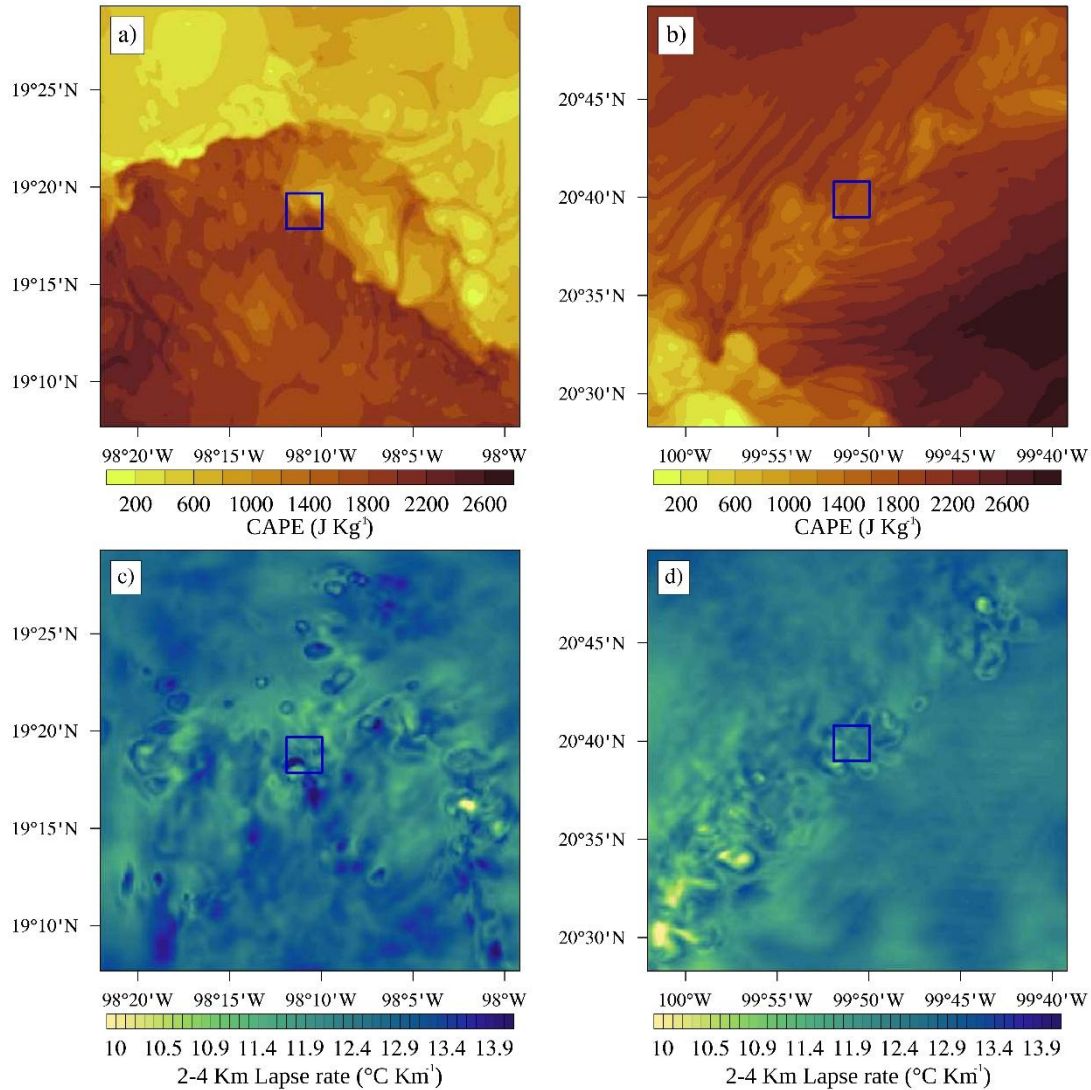


Figura 4. 4. CAPE simulado por el modelo WRF-ARW (a, b) (J Kg^{-1}) y LR24 ($^{\circ}\text{C Km}^{-1}$) (c, d) a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (columna izquierda) y a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (columna derecha). Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.

Otro ingrediente importante para tormentas eléctricas severas y tornados no supercelda es la cizalladura del viento a diferentes niveles verticales y en la superficie. En este sentido, se calcularon dos parámetros cinemáticos para ambos tornados: cizalladura de la capa media (MLS), es decir, 1-3 km y helicidad relativa a la tormenta (SRH) de 0-1 km (Figura 4.5). La MLS para el tornado TX (Figura 4.5a) muestra una estructura en forma de arco, con valores simulados alrededor de 14 ms^{-1} (es decir, fuerte cizalladura del viento) donde se reportó el tornado. Esta estructura desaparece en la porción centro-

este del dominio, coincidente con la ubicación de una alta montaña, mientras que los valores más altos de MLS se observan al oeste del punto de referencia mencionado. Por otro lado, para el tornado QR, se identifica una estructura diagonal de noreste a suroeste (Figura 4.5b). El valor simulado de MLS para este tornado es menor que el caso anterior, con alrededor de 8 ms^{-1} (inestabilidad marginal). Los valores más altos de MLS se ubican en la porción suroeste del dominio, donde se observa una serie de montañas.

La SRH revela características muy interesantes de los flujos donde se reportaron ambos tornados. En el caso del tornado TX, también se identifica el patrón de arco mencionado anteriormente (Figura 4.5a); sin embargo, la característica más importante es la presencia de una estructura compuesta por valores de SRH positivos y negativos en la región donde se reportó el tornado. En este caso, los valores más bajos son inferiores a $-100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, lo que puede indicar rotación anticiclónica cerca de la superficie. De igual manera, la estructura diagonal se mantiene para el tornado QR (Figura 4.5b). En este segundo tornado, se identifican regiones intercaladas de valores de SRH positivos y negativos. El SRH simulado cerca de la ubicación del tornado es de alrededor de $-50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Como se informó en una investigación previa, la estructura de valores de SRH positivos y negativos también puede indicar múltiples NST a lo largo de esta línea (Monterde et al., 2023).

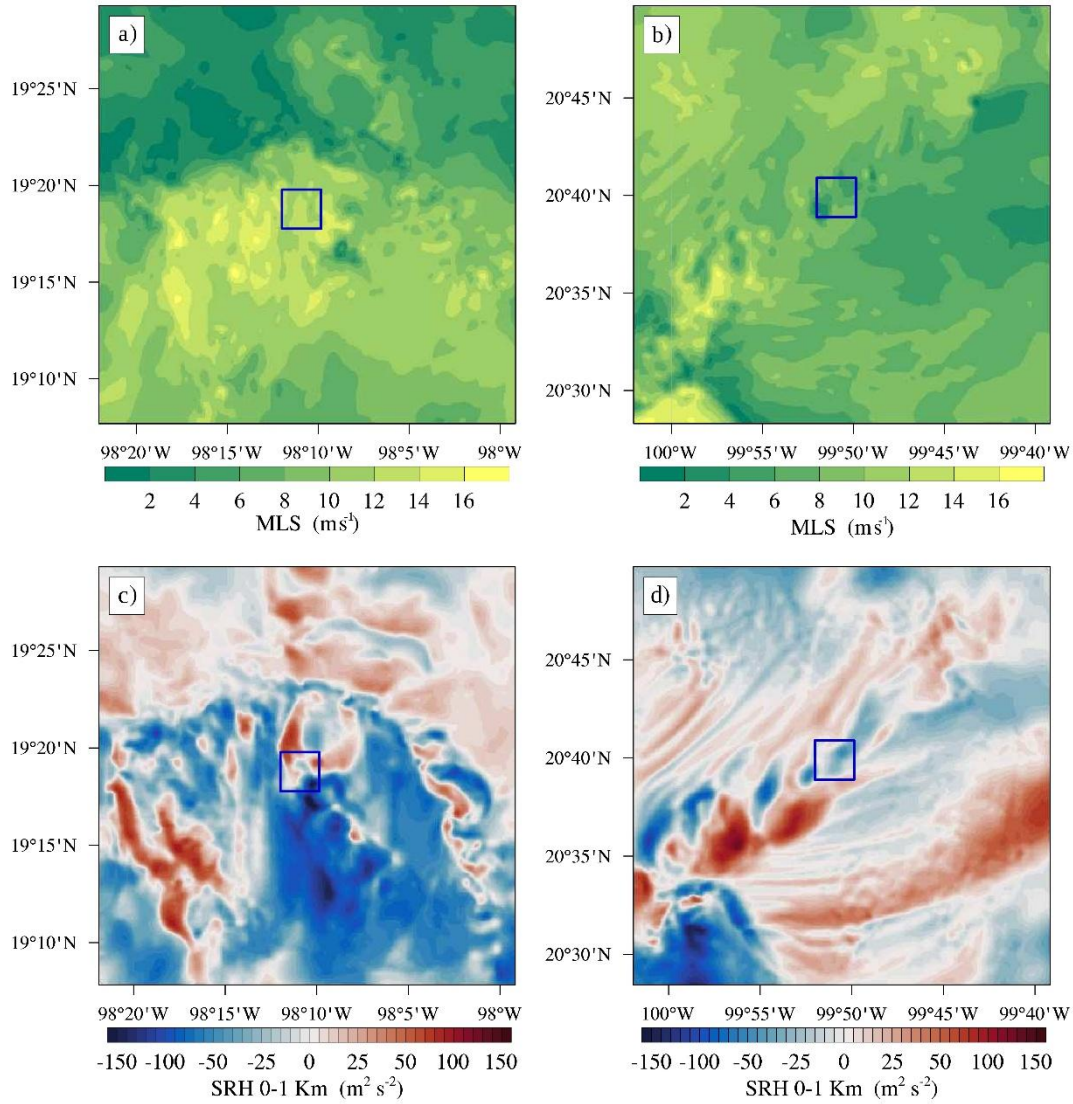


Figura 4. 5. MLS simulada por el modelo WRF-ARW (a, b) y SRH de 0-1 km (c, d), las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (columna izquierda) y a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (columna derecha). Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.

Otro componente importante para la inicialización de tormentas eléctricas es la humedad. Este parámetro puede calcularse mediante diferentes enfoques; en este estudio, seleccionamos la MFC integrada desde la superficie hasta la parte superior de la atmósfera. Este parámetro considera la componente horizontal del viento y ayuda a detectar estructuras frontales y posibles tormentas. En este caso, el objetivo fue identificar posibles estructuras frontales a una escala muy fina (alrededor de 250 metros) que puedan proporcionar información sobre las regiones de convergencia importantes para la NST. La MFC fue estudiada por Banacos & Schultz (2005) para predecir el inicio de la convección mediante la convergencia horizontal de masas. Asimismo, este

parámetro es un buen indicador del inicio de tormentas cuando se complementa con el índice de elevación (van Zomeren & van Delden, 2007).

La Figura 4.6 muestra el MFC ($\times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) (sombreado en color) a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (Figura 4.7a) y a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (Figura 4.6b). De la información extraída de radiosondas sintéticas en el área de los tornados se sabe que el valor del Índice de Elevación fue de -7 y -4 para los casos de Querétaro y Tlaxcala, respectivamente (no se muestra). Se observa que, en ambos casos donde se desarrollaron los tornados anticiclónicos, los valores del MFC y del Índice de Elevación son favorables para el inicio de la convección y el desarrollo de tormentas, de acuerdo con investigaciones previas (Yair et al., 2010). La distribución espacial del MFC muestra una estructura diagonal de noreste a suroeste (Figura 4.6a), con valores de -1.5×10^{-5} a $1.5 \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. En el segundo tornado (Figura 4.6b), también se observa una estructura en forma de arco que se desplaza de sur a norte, y justo detrás de esta estructura, en el lugar donde se documentó el vórtice, se observó otra estructura diagonal. En ambos casos, la advección de humedad parece estar relacionada con un elemento dinámico, un flujo local perturbado por un elemento estático: la orografía.

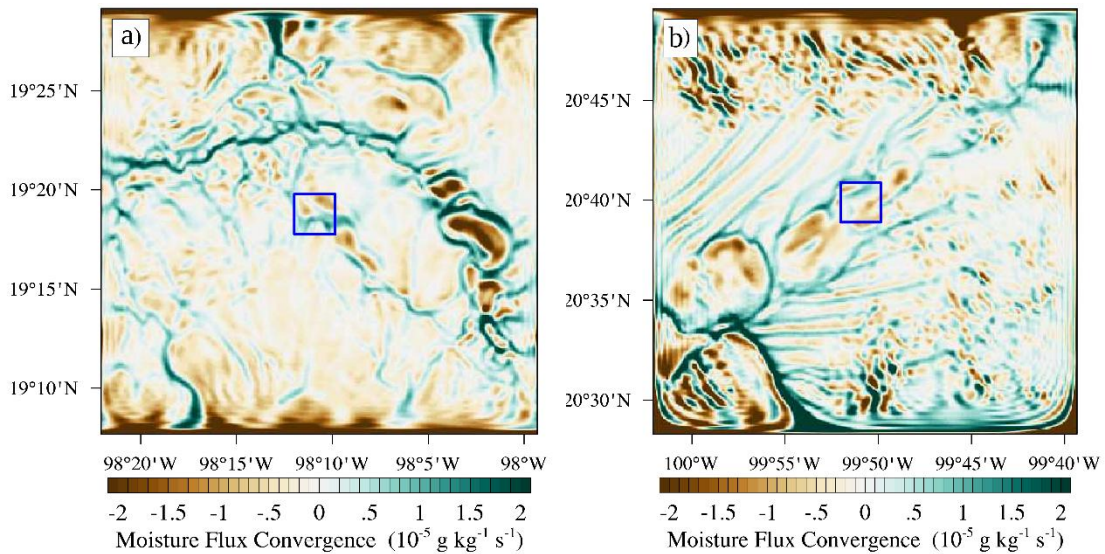


Figura 4. 6. MFC superficial simulada por el modelo WRF-ARW ($\times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 (a) y a las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017 (b). Los cuadros azules indican una ubicación aproximada de cada tornado documentado.

Se calculó el NSTP en ambos casos en la Figura 4.7, a-b. En el cómputo de la vorticidad en superficie se encontraron valores oscilantes entre positivos y negativos. Es por esta razón que el NSTP, adquiriría el signo de la vorticidad relativa en cada punto de malla.

En ambos eventos de tornados, se estiman valores de este parámetro, principalmente en las líneas de convergencia del viento; en la estructura en forma de arco que se conoce mantiene un desplazamiento de sur a norte (Figura 4.7 a) y en la estructura diagonal de noreste a suroeste (Figura 4.7 b). Es interesante notar que, el NSTP responde de buena manera a la estructura de la vorticidad relativa que se forma cuando el viento atraviesa una montaña. Según Baumgardt & Cook (2006), valores de mayores a uno indicarían un riesgo potencial de desarrollo de tornado supercelda. Considerando que, en este estudio, los valores negativos se establecen por acción de la vorticidad relativa en superficie, valores menores a uno también se toman en cuenta como entornos de riesgo a la formación de tornados (anticiclónicos). En los recuadros azules, sitios correspondientes a la ubicación aproximada de cada tornado documentado, los valores de NSTP indicarían un buen potencial para el desarrollo de tornados (anticiclónicos).

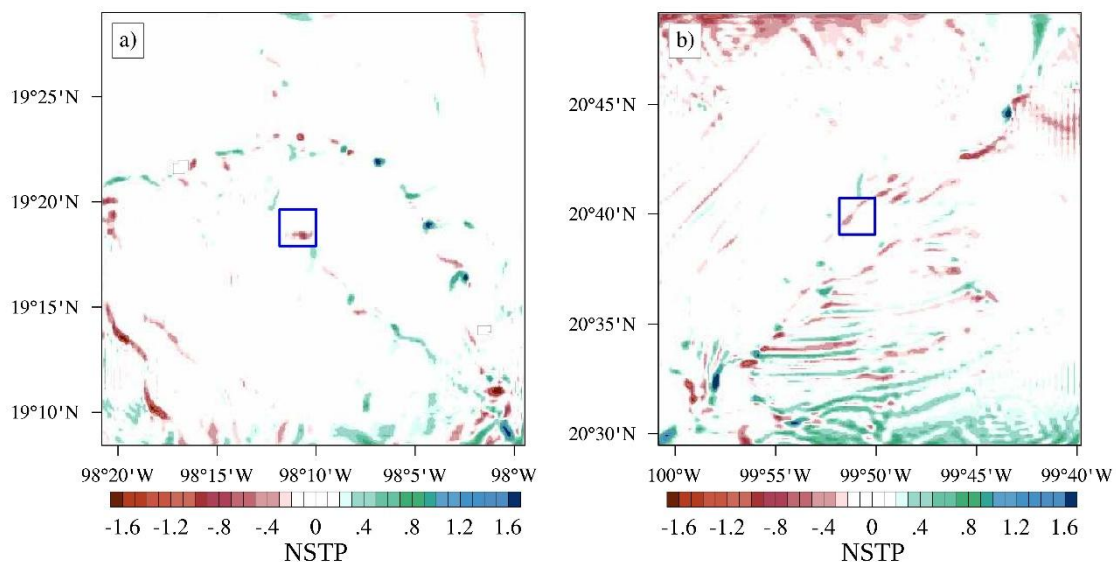


Figura 4. 7. NSTP simulado por el modelo WRF-ARW (Baumgardt & Cook, 2006) a las (a) 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 y a las (b) 2250 UTC del 6 de agosto de 2017. Los cuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.

4.4.3.2. Reflectividad simulada

Además de la inestabilidad y los parámetros cinemáticos, se simuló la reflectividad radar de ambos tornados utilizando el modelo WRF (Figura. 8). Se observan dos estructuras generales en el primer caso de tornado (2130 UTC, 27 de mayo de 2016) (Figura 4.8a). Primero, una serie de ecos organizados en forma de arco en él, con una dirección sur-norte, y justo detrás, un eco aislado con alrededor de 40-50 dBZ, lo que indica una región de precipitación moderada a fuerte. Y segundo, el núcleo convectivo está acoplado con

una región de estiramiento de vorticidad relativa positiva (negativa), posiblemente relacionada con la corriente ascendente de esta tormenta. En el segundo caso (Figura 4.8b), aproximadamente a la hora de la documentación del vórtice (2250 UTC, 6 de agosto de 2017), la reflectividad máxima indicó la presencia de un eco que puede categorizarse como precipitación moderada a fuerte (valores entre 35-50 dBZ). Este eco forma una línea de tormentas que se mueve de noreste a suroeste. Al igual que en el caso anterior, el núcleo convectivo donde se formó el tornado está acoplado a una región de vorticidad de estiramiento relativo positivo (negativo) que puede asociarse con la corriente ascendente de esta tormenta. En ambos casos, no se observó ninguna indicación basada en la curvatura ciclónica o anticiclónica ni en ningún otro patrón de eco (p. ej., la "s quebrada") que sugiriera la formación del tornado. A continuación, se analiza el origen de las estructuras de vorticidad observadas en este gráfico y su papel en la formación del NST.

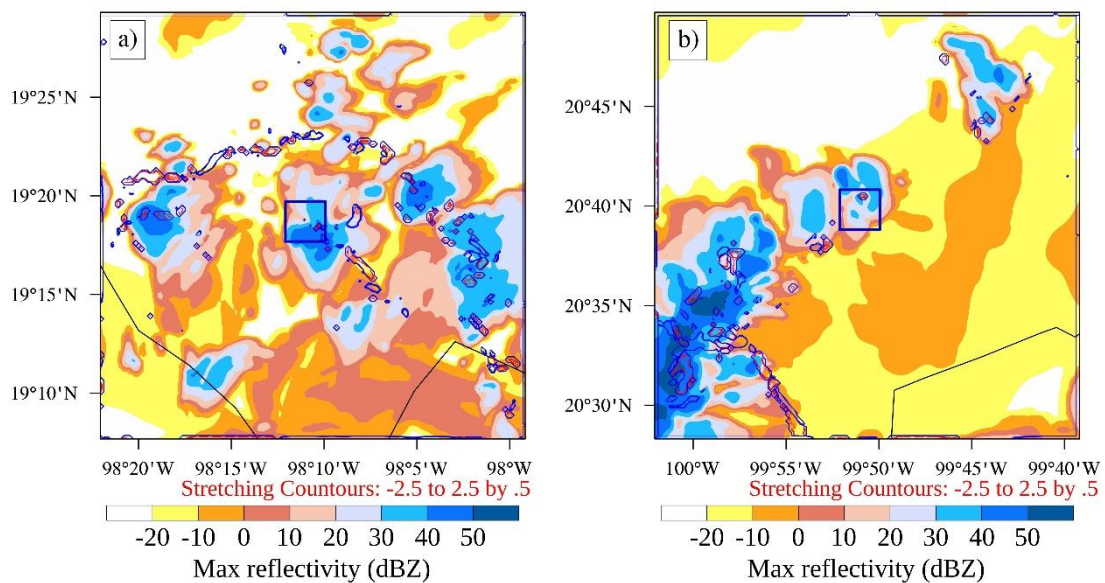


Figura 4. 8. Reflectividad máxima (dBZ) simulada por el modelo WRF-ARW (sombreado en color) y estiramiento de la vorticidad relativa ($\times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 591 AGL (contornos de color). Los contornos rojos (azules) representan el estiramiento negativo (positivo) de la vorticidad a (a) las 2130 UTC del 27 de mayo de 2016 y (b) las 2250 UTC del 6 de agosto de 2017. Los recuadros azules indican la ubicación aproximada de cada tornado documentado.

4.4.3.3. Análisis de vorticidad de bajo nivel

Estudios de NST indican que existen dos factores importantes en el desarrollo de este tipo de tornados: primero, la amplificación de la vorticidad superficial preexistente, y segundo, la presencia de una fuerte corriente ascendente, comúnmente asociada con

nubes convectivas de rápido crecimiento (Markowski & Richardson, 2013). En los casos analizados, el rápido desarrollo de nubes convectivas se ha observado mediante observaciones satelitales y simulaciones de reflectividad de radar. También se sabe que los entornos de ambos tornados se caracterizan por una inestabilidad de baja a intermedia y una baja cizalladura vertical del viento. Dado que ambos tornados se formaron en las inmediaciones de una región orográfica compleja, en esta sección se muestra y analiza el origen de la vorticidad de bajo nivel y las líneas de convergencia.

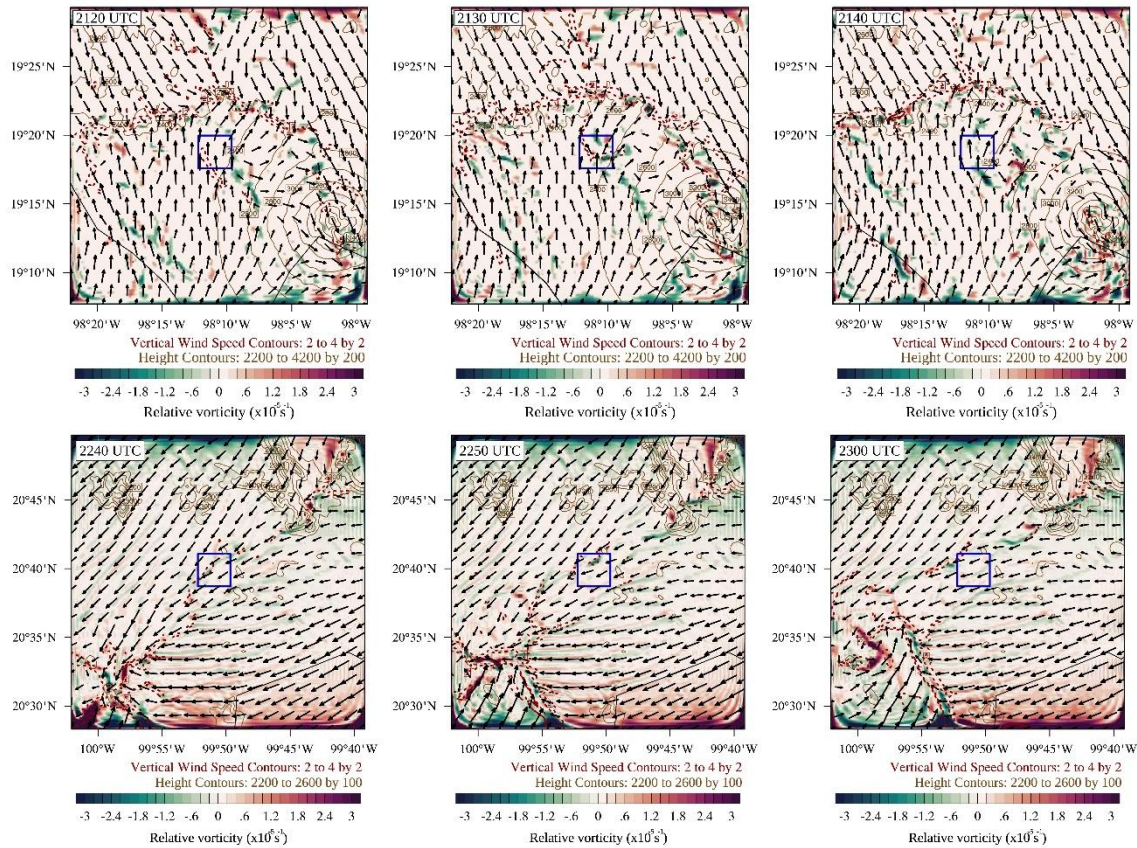


Figura 4. 9. El modelo WRF-ARW simuló la vorticidad relativa de 591 AGL ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (color sombreado), la velocidad del viento vertical de 591 AGL (m s^{-1}) (líneas punteadas rojas), los vectores de viento horizontales de la superficie y la altura del terreno (isohipsas marrones) a las 2120, 2130, 2140 UTC, 27 de mayo de 2016 (arriba) y a las 2240, 2250, 2300 UTC, 6 de agosto de 2017 (abajo).

La Figura 4.9 (arriba) muestra la vorticidad relativa ($\times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$) simulada por el modelo a 591 pies sobre el nivel del suelo (AGL), la velocidad vertical del viento (m s^{-1}), los vectores del viento superficial y la altura del terreno a las 2120, 2130 y 2140 UTC para el tornado TX. Se reconoce la presencia del volcán La Malinche, que ocupa gran parte del sureste del dominio (contornos marrones). En esta figura se visualiza un viento

dominante del sur entre las 2120 y las 2140 UTC. Este viento, al interactuar con la ladera oeste del volcán La Malinche y por fricción, genera un dominio de vorticidad relativa anticiclónica (sombreado en azul). La vorticidad relativa anticiclónica sobre Chiautempan (recuadro azul) se combina con un movimiento vertical positivo del viento (líneas punteadas rojas). Esta vorticidad puede ser transportada por el viento dominante.

Se calcularon los mismos parámetros que en la Figura 4.9 (arriba) para el tornado QR de la Figura 4.9 (abajo). En los alrededores del tornado QR, al noreste del dominio, se localiza una estructura montañosa (contornos marrones); se observa su influencia en la dinámica local. Los vientos superficiales se curvan al cruzar esta montaña. Posteriormente, continúan su curso hacia el suroeste, revelando una línea de cizalladura del viento. La interacción del viento con la montaña genera vorticidad relativa anticiclónica (sombreada en azul) y ciclónica (sombreada en rojo) en los laterales. Debido a la acción del mismo viento, esta se advecta hacia el suroeste sobre la línea de cizalladura del viento. Además, sobre Cadereyta de Montes, Querétaro, a las 2250 UTC (recuadro azul), se observan movimientos verticales positivos (líneas punteadas rojas); es decir, la componente z del viento muestra viento ascendente cuando la vorticidad relativa es anticiclónica.

En este sentido, se podría sugerir una estrecha relación entre la orografía y los vientos que la atraviesan. Es decir, la fricción entre los lados de cualquier obstáculo y el viento genera vorticidad ciclónica y anticiclónica. Asimismo, esta vorticidad puede ser advectada por el viento dominante. Partiendo de este análisis, se construyeron diagramas de Hovmöller de vorticidad relativa ($\times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$) en la longitud $99^{\circ}43$ y la latitud $20^{\circ}45$ (Figuras 4.10 a y b, respectivamente), es decir, justo donde convergen los vientos tras haber cruzado la montaña por los lados y haber generado vorticidad en ambos signos para el caso QR. En ambas figuras se observa un patrón particular: los colores ocres (anticiclónico) y púrpura (ciclónico) se alternan con el paso del tiempo. Este patrón mostraría toda la vorticidad ciclónica y anticiclónica producida por la interacción viento-montaña. El período de vorticidad de ambos signos es, en promedio, de 15 minutos.

A continuación, se graficaron los diagramas de Hovmöller de la vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y la componente del viento vertical (línea punteada roja) en la latitud 20.665° para el tornado QR (Figura 4.10c) y en la longitud -98.182° para el tornado TX (Figura 4.10d).

En el primer caso, es notoria la forma en que la advección de vorticidad llega cerca de las 2240 UTC con un dominio de vorticidad anticiclónica. Por su parte, para el tornado en Tlaxcala, se observa nuevamente un claro dominio de vorticidad anticiclónica entre las 2130 y las 2140 UTC. Sin embargo, espacialmente, es evidente el dominio negativo de la vorticidad. De manera similar, se puede observar un patrón de escalera de la vorticidad anticiclónica a lo largo del tiempo. Este comportamiento está ligado a la advección de vorticidad por el viento dominante del sur que se pudo apreciar en la Figura 4.9 (arriba). En ambos eventos de tornados, se observan movimientos verticales positivos que se acoplan en la hora cercana al reporte del tornado, probablemente relacionados a las tormentas que se formaron durante este tiempo (Figura 4.8).

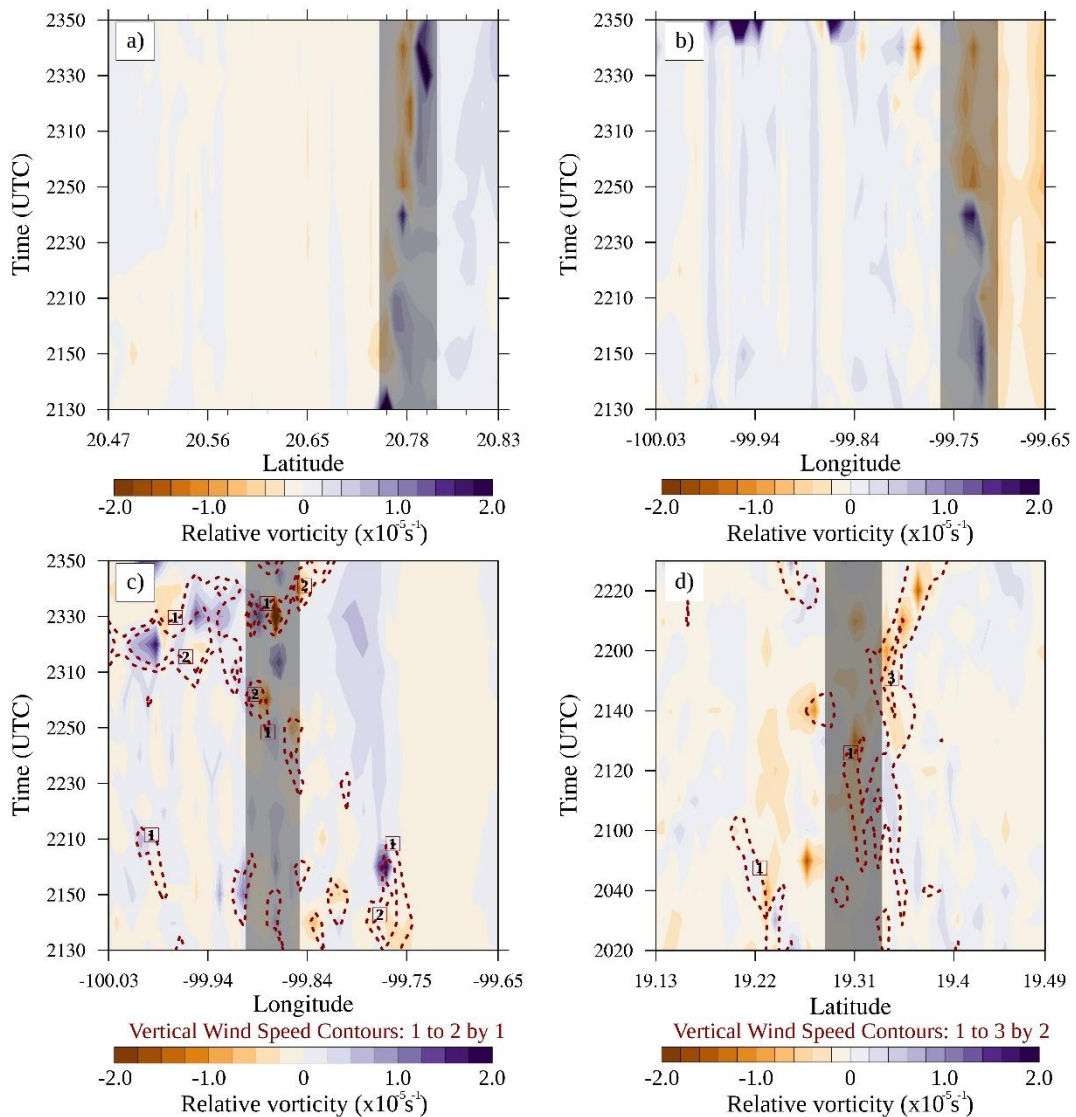


Figura 4. 10. Diagrama de Hovmöller de vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) simulado con el modelo WRF-ARW. Longitud establecida en $99^{\circ}43'$ en a), latitud establecida en $20^{\circ}45'$ en b), latitud establecida en $20,665^{\circ}$ para el 6 de agosto de 2017 c) y longitud establecida en $-98,182^{\circ}$ para el

27 de mayo de 2016 d). Se muestra la velocidad del viento vertical de 591 AGL (m s^{-1}) (líneas punteadas rojas) para la ubicación aproximada de cada tornado documentado en c) y d).

Finalmente, la Figura 4.11 muestra un diagrama o modelo de los orígenes de la vorticidad de eje vertical mediante la correspondencia entre la orografía o una barrera y el viento. En este diagrama se presenta un campo de viento unidireccional que se aproxima a una montaña (Figura 4.11 I). Conforme el viento se aproxima a la montaña, intenta atravesar las laderas de la barrera, generando un efecto de fricción, una desaceleración que provoca que el viento se curve o gire, produciendo vorticidad ciclónica y anticiclónica (Figura 4.11 II). Cuando se ha presentado vorticidad de ambos signos, esta es adveccionada por el flujo de viento dominante en la zona (Figura 4.11 III). Al igual que en los casos de Tlaxcala y Querétaro, existe registro de otros tornados anticiclónicos desarrollados en la FVTM (Carbajal et al., 2019). Una de las principales características de esta zona es su compleja orografía, que alberga más de 8000 estructuras volcánicas (Gómez-Tuena et al., 2005). Por lo tanto, se sugiere que un proceso de generación y advección de vorticidad en el eje vertical, similar al analizado en este trabajo, podría ser uno de los principales mecanismos por los que los tornados en la FVTM tienen la misma probabilidad de girar en sentido horario o antihorario.

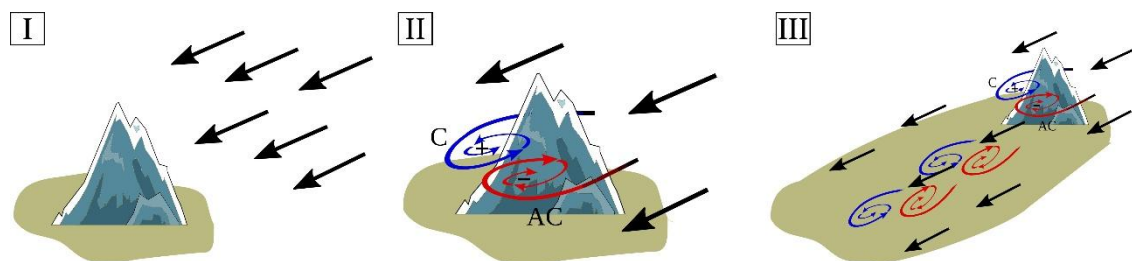


Figura 4. 11. Esquema de la formación de vorticidad en el eje vertical por interacción viento-orografía.

4.5. Conclusiones

Es conocido que cerca del 40% de los tornados que ocurren en México se desarrollan dentro de la FVTM. Así mismo, por estudios previos se ha revelado que los tornados de esta zona tienden a formar un giro ciclónico y anticiclónico de manera aleatoria. Aun cuando esta particularidad es físicamente válida al tratarse de flujos ciclostroáficos (balance entre la fuerza centrífuga y la fuerza de gradiente de presión), es relevante conocer el por qué esto se cumple para México, especialmente para la FVTM y hasta

el momento no ha sido reportado en otros países. Investigadores han caracterizado la FVTM como una de las zonas más orográficamente complejas, albergando más de 8000 estructuras volcánicas. En este sentido, se sugirió una posible relación entre la orografía y el sentido en el que giran los tornados en esta región del país.

En este capítulo, se ha analizado el tornado génesis no supercelda anticiclónica de dos tornados ocurridos en los estados de Tlaxcala y Querétaro por medio de la modelación numérica con WRF. Se analizó el ambiente a nivel satelital, y por medio de parámetros cinemáticos y de inestabilidad que nos ayuda a comprender que la zona de los casos de estudio era propensa a la formación de tormentas y tornados. El NSTP que ayuda a identificar zonas potencialmente en riesgo de formación de tornados no supercelda, mostraba valores oscilantes positivos y negativos, demostrando que valores negativos corresponden a formación de tornados anticiclónicos. Así mismo, se verificaron los núcleos convectivos a través de la reflectividad simulada por el modelo, identificando zonas en donde había corrientes ascendentes que amplificaban vorticidad relativa en superficie. Finalmente, se analizaron en conjunto cuatro parámetros: los flujos locales y su interacción con la orografía, la vorticidad relativa en superficie y la componente vertical del viento. Con ello, se pudo demostrar que la orografía y los flujos locales generan vorticidad de ambos signos. Pero, además, que esta vorticidad puede ser advectada por acción de los mismos flujos de escala local, llevándolos a sitios en donde se favorece la formación de tormentas, facilitando la tornado génesis ciclónica y anticiclónica por igual.

Traducción y adaptación:

Monterde, D., León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2025). Features of anticyclonic tornadoes in a complex orography based on numerical simulations. Manuscrito en preparación.

Capítulo 5

Climatología de trombas marinas en México y modelación numérica de un caso particular

5.1 Introducción

Las trombas marinas son intensos vórtices columnares vinculados desde una nube a algún cuerpo de agua en la superficie (Imai & Takahashi, 2022). Los tornados no supercelda y las trombas marinas tienen una formación y características dinámicas similares. La principal distinción entre ellas es la superficie en la que se desarrollan (Brady & Szoke, 1989). Además, las trombas marinas suelen ser más débiles en comparación con los tornados no supercelda (Imai & Takahashi, 2022; Matsangouras et al., 2017; Renko et al., 2016). Su duración es relativamente corta, variando entre 7 a 55 minutos (Kalmykova, 2023), sin embargo, algunos autores aseguran una duración máxima de 20 minutos (Golden, 2015). Por otro lado, el diámetro del vórtice promedio varía de 3 a 150 metros. A pesar de ello, estos sistemas pequeños y aparentemente inofensivos pueden ser extremadamente peligrosos especialmente cerca de la costa.

En general, existen dos categorías principales de trombas marinas: las “tornádicas” y las “de buen tiempo”, estas últimas también llamadas “clásicas” (Kalmykova, 2023). Las trombas marinas tornádicas pueden surgir en entornos de alta cizalladura vertical del viento y formarse por reorientación de la vorticidad a través de una corriente descendente, como ocurre con los tornados supercelda (Sioutas et al., 2013). Este tipo de trombas marinas se benefician del aire cálido y húmedo en lugar de condiciones de inestabilidad potencial. Por el contrario, las trombas marinas de buen tiempo (de ahora en adelante simplemente denominadas trombas marinas) se desarrollan a través de la amplificación de misociclones preexistentes a lo largo de los límites de las masas de aire que causan una fuerte cizalladura horizontal del viento en niveles bajos y concentración de vorticidad vertical (Caruso & Davies, 2005; Lee & Wilhelmson, 1997a, 1997b; Sioutas & Keul, 2007). Esta configuración puede conducir a la inestabilidad de la cizalladura horizontal, también conocida como inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (Markowski & Richardson, 2011) y se beneficia de una fuerte convección y una alta humedad en niveles bajos. Las trombas marinas se forman debajo de nubes cúmulos congestus, donde prevalece un ambiente de débil cizalladura vertical del viento (Sioutas et al., 2013). Los ambientes que

favorecen el desarrollo de las trombas marinas pueden estar presentes durante patrones de circulación de brisa terral, líneas de aire frontales durante eventos sinópticos e incluso durante circulaciones derivadas de la interacción viento-orografía (Miglietta, 2019). Las trombas marinas son fenómenos meteorológicos frecuentes y se han registrado en todo el mundo (Renko et al., 2016), con un pico de registros en algunas zonas de Estados Unidos e Italia (Devanas & Stefanova, 2018; Giaiotti et al., 2007). Su reporte se facilita en las cercanías de regiones costeras donde se favorece su avistamiento, sin embargo, pueden ocurrir en casi cualquier zona a mar abierto, o dentro del continente en lagos, lagunas o cualquier cuerpo de agua. Este hecho implica que el número real de trombas marinas en cualquier sitio siempre será modulado por los reportes visuales (Kalmykova, 2023). Aun así, el auge de las redes sociales y el uso de teléfonos inteligentes ha permitido e incrementado el interés de la población por registrar eventos meteorológicos. Este hecho beneficia el estudio y contabilización de trombas marinas y tornados en lugares como México, donde en décadas no muy lejanas se pensaba que no existían condiciones favorables para el desarrollo de estos sistemas. En general, existe una falta de literatura en torno a las trombas marinas en México, por lo que el estudio de las condiciones en la atmósfera para su desarrollo es fundamental. Si bien no existe una base de datos oficial que registre las trombas marinas en el territorio marítimo mexicano, algunos esfuerzos realizados por instituciones gubernamentales e investigadores han aportado información de la última década. La Comisión Nacional del Agua (López Quiroz et al., 2022, 2023; Pascual Ramírez et al., 2018, 2019, 2020a, 2021) a través del SMN, ha reportado un promedio de 6 trombas marinas al año para el periodo 2018-2023. Por su parte, (León-Cruz et al., 2019a), menciona un total de 338 tornados entre los años 2000-2017, contabilizando tanto trombas marinas como tornados en este análisis. En una investigación reciente, León-Cruz et al (2022) distingue un total de 99 trombas marinas en 20 años. Adicionalmente, de acuerdo con la base de datos que mantiene el Centro Internacional de Investigación de Trombas Marinas (ICWR, por sus siglas en inglés), se contabilizan 12, 4 y 13 trombas marinas para los años 2021, 2022 y 2023, respectivamente (International Centre for Waterspout Research, 2023).

En México, la posibilidad de recolectar datos in situ de EMAS y radares de monitoreo aún es complicada. La red existente de instrumentos de medición y monitoreo distribuidos en todo el país aparentemente no es suficiente. En consecuencia, la investigación de fenómenos meteorológicos a menudo se apoya en modelación numérica. Con el uso del

modelo WRF-ARW, se ha podido estudiar frentes fríos (Mierzwiak et al., 2023), ciclones tropicales (Maldonado et al., 2020), sequías (Wang et al., 2023), tornados (Litta et al., 2010; Monterde et al., 2023), entre otros con resultados satisfactorios. En este marco, con una técnica de pronóstico clasificamos las trombas marinas que se desarrollaron en México y estudiamos su carácter espacio-temporal. Además, se empleó el modelo WRF-ARW para estudiar el caso de una tromba marina que ocurrió en el municipio de Coatzacoalcos, Veracruz.

5.2 Área de estudio

Las trombas marinas son un fenómeno recurrente en México. Estos fenómenos meteorológicos se desarrollan sobre algún cuerpo de agua, mar, lago, laguna, entre otros. Según la (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2018), México se ubica en la posición número 14 de los países que cuentan con los territorios más extensos en todo el mundo. Por ello, México muestra una mayor superficie oceánica (65%) que terrestre (35%). México está rodeado por el océano Pacífico en su costa oeste, considerando aquí los golfos de California al norte y Tehuantepec al sur, y el océano Atlántico al este, con el Golfo de México y el Mar Caribe. La longitud de costa total del país, según datos de la (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2018), es de 11,122 km, de los cuales 7,828 km corresponden al litoral poniente y 3,294 km al litoral oriente, sin contar islas. Dentro de territorio mexicano, existen varios cuerpos de agua importantes, que han sido albergue de diferentes casos de trombas marinas, los más destacables son el Lago de Chapala y la laguna de Yuriria.

Este capítulo aborda el caso de una tromba marina que se desarrolla la mañana del 8 de agosto de 2024 en el municipio de Coatzacoalcos, Veracruz. Ciudadanos contemplaron la tromba marina mientras grababan su movimiento cerca de la desembocadura del río Coatzacoalcos. Tras unos minutos de supervivencia, la tromba marina tocó tierra en el muelle a 1 km de donde se reportó una de las primeras fotografías. El subsecuente tornado ingresó a la costa y logró desplazar una camioneta tipo SUV estacionada sobre la avenida. Además, logró el desprendimiento de algunos techos de lámina en viviendas y láminas de asbesto en una escuela primaria, según reportes de medios locales (Afmedios Noticias, 2019; NMas, 2019).

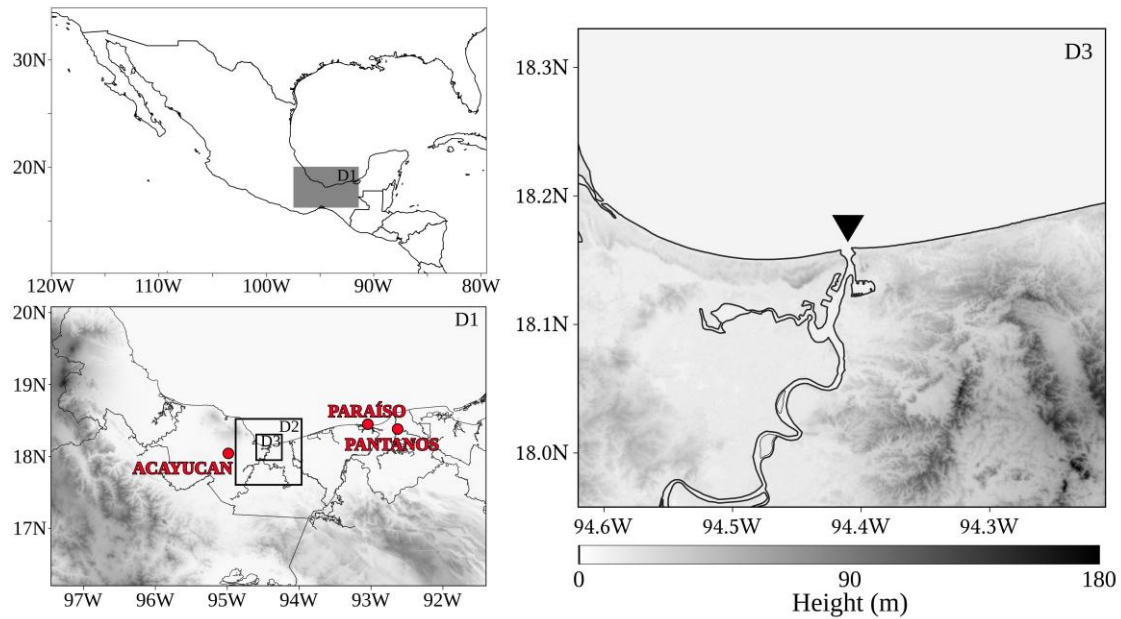


Figura 5. 1. Configuración del dominio del modelo. El triángulo negro indica la posición aproximada de la manga marina cuando toca tierra. Los puntos rojos indican la posición de las EMAS.

5.3 Metodología

5.3.1 SWN

El SWN (Szilagyi, 2009) es una técnica de pronóstico de trombas marinas desarrollada originalmente para los Grandes Lagos de Norteamérica. Esta técnica busca caracterizar las trombas marinas según su origen a través de la profundidad de nubes convectivas (CCD, por sus siglas en inglés), que se calcula restando el nivel de equilibrio (EL, por sus siglas en inglés) y el LCL, así como dos parámetros de inestabilidad que son la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) y la temperatura a 850 hPa (T850); finalmente, y como requisito, se verifica la velocidad del viento a nivel de 850 hPa (W850) no mayor a 40 nudos para cada evento de tromba marina. El nomograma distingue cuatro clases de trombas marinas: trombas marinas relacionadas con tormentas eléctricas, trombas marinas por vaguada en altura, trombas marinas de brisa terral y trombas marinas invernales. Los casos que quedaban fuera de los límites del nomograma se consideraron como “no-tromba marina”.

En este trabajo probamos el SWN para las trombas marinas registradas en México durante el periodo 2010-2022. Los casos considerados fueron los registradas y contabilizados por

León-Cruz et al (2020). Los dos años no considerados en dicha base de datos fueron recopilados bajo investigación propia a través de redes sociales y periódicos locales. Los datos utilizados para la clasificación se obtuvieron de la reanálisis 1h-ECMWF ERA5 (Hersbach et al., 2020) que tiene una resolución espacial de 0.25° y están disponibles en 37 niveles de presión y superficie.

5.3.2 Modelación numérica WRF

Para el análisis de la tromba marina ocurrida en Coatzacoalcos se realizó una modelación numérica utilizando el modelo WRF-ARW en su versión 4.0.3 (Skamarock et al., 2019). La configuración del experimento es descrita en el capítulo dos, sección 2.4. La configuración de los dominios se ve ilustrada en la figura 5.1. La modelación numérica se llevó a cabo para un periodo de 72 horas, a partir de las 0000 UTC del 7 de agosto de 2019 y finalizó a las 0000 UTC del 10 de agosto de 2019. El modelo fue inicializado con datos FNL d083003 (NCEP, 2015).

5.4 Resultados

5.4.1 Climatología de trombas marinas en México

En esta investigación, se contabilizaron 103 trombas marinas en aguas mexicanas durante el periodo 2010-2022. La Figura 5.2 muestra su distribución espacial en la República Mexicana. En esta figura se observa una distribución relativamente homogénea, a excepción de los estados de Baja California Norte y Sur, en donde se observa un notable número bajo de trombas marinas (tan sólo cuatro casos para ambos estados). Esto coincide con la distribución de nubes convectivas profundas reportada por Ramírez-López et al. (2023). Destacan zonas con mayor concentración, como el estado de Quintana Roo, Veracruz, las costas de Jalisco y el Lago de Chapala, Jalisco. Estas características probablemente estén relacionadas con la densidad poblacional y el auge de las redes sociales que ha experimentado la sociedad en los últimos años.

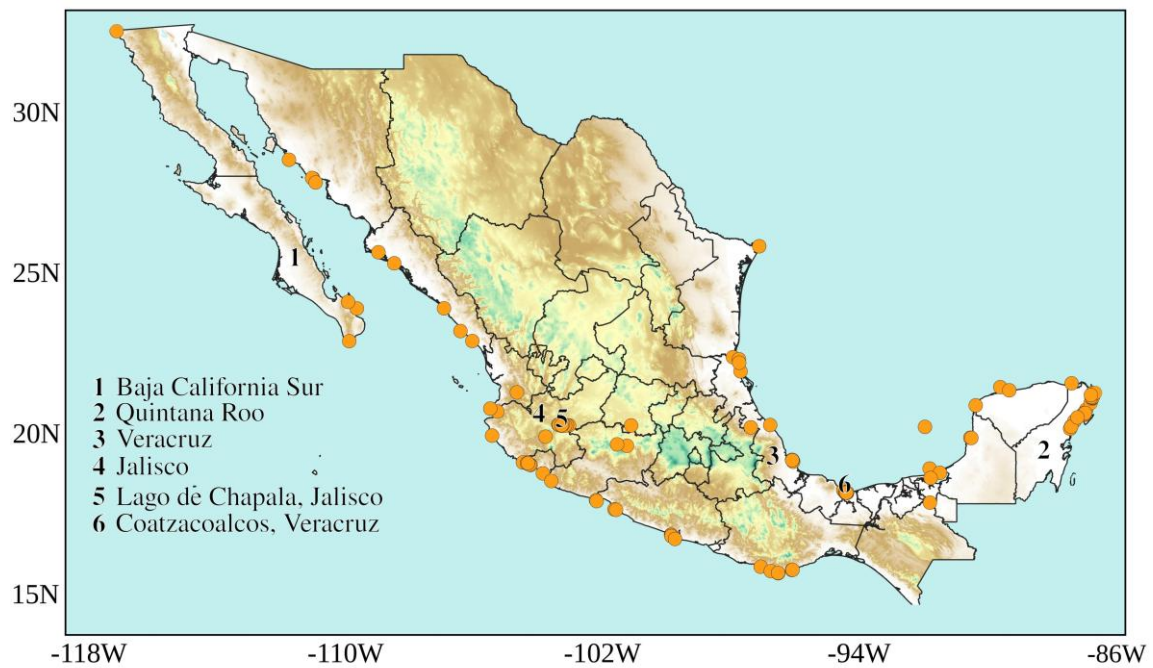


Figura 5. 2. Distribución de las trombas marinas en México para el periodo 2010-2022.

En México existen variaciones entre los números oficiales reportados por el SMN y los registrados por investigadores independientes (León-Cruz et al., 2022). Al respecto, obtener información concreta sobre la fecha, lugar y hora de los eventos representa un reto para la investigación de estos eventos. Por ello, de las 103 trombas marinas en nuestros registros, sólo pudimos clasificar 80 casos dentro del SWN (Figura 5.3). Encontramos que el 70% de las trombas marinas analizadas encajan en zonas con condiciones favorables para su desarrollo. La mayoría caen en la clasificación de trombas marinas relacionadas con tormentas eléctricas. Cinco fueron clasificados de acuerdo con la formación de algunas brisas. Ninguno como tromba marina invernal. Poco más del 26% se encontraba fuera del nomograma (arriba del límite superior) y aproximadamente el 4% se encontraba fuera del nomograma, pero por abajo del límite inferior.

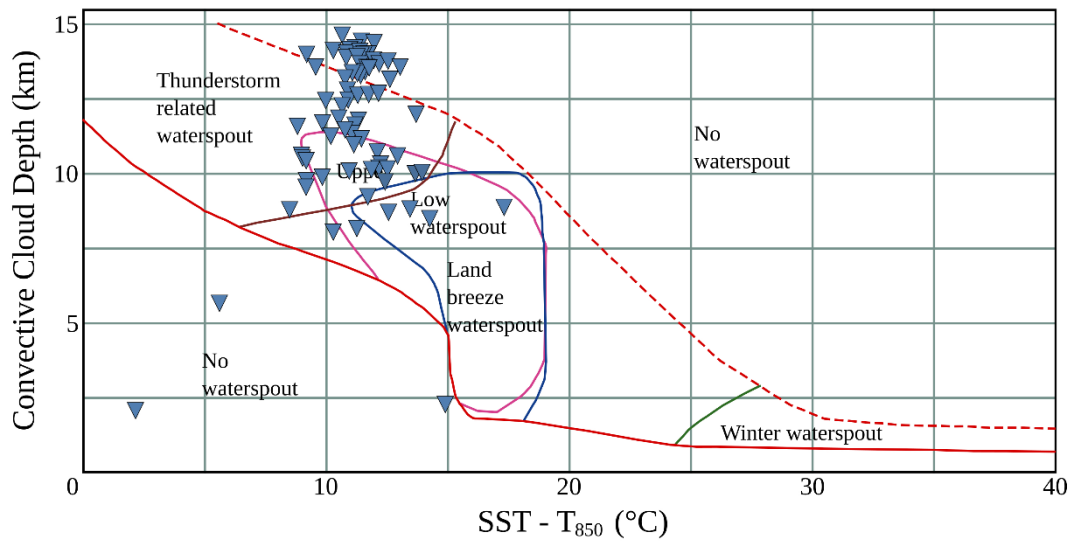


Figura 5. 3. SWN aplicado a México para el periodo 2010-2022.

La mayoría de las trombas marinas clasificadas presentan nubes convectivas profundas concentradas en zonas con valores de ΔT entre 10 °C y 14 °C. Esto implica que las diferencias entre las temperaturas en las capas más bajas (es decir, la SST y la T850 hPa) son relativamente pequeñas en comparación con el estudio original. Sugerimos que, en México, la convección que ocurre al desarrollarse estas nubes de tormenta es tan intensa que alcanzan una distancia vertical mayor que en otros países.

5.4.2 Condiciones sinópticas

Se utilizó el reanálisis del NCAR (Kalnay et al., 1996) para construir los mapas sinópticos (Figura 5.4). La circulación anticiclónica en el noreste de México a 500 hPa derivada de la baja altura geopotencial podría proporcionar clima cálido en la superficie (Figura 5.4, izquierda). Predominan diferentes vaguadas (líneas punteadas) que se extienden de norte a sur de la República Mexicana, indicando inestabilidad el día 8 de agosto de 2019 a las 1200 UTC (Figura 5.4, derecha). Una de estas vaguadas prevalece a lo largo de la costa de Coatzacoalcos. Cuatro ondas tropicales (líneas continuas) se movieron a través del Mar Caribe y el Océano Pacífico, una de ellas afectando el sur de México y el área de Coatzacoalcos.

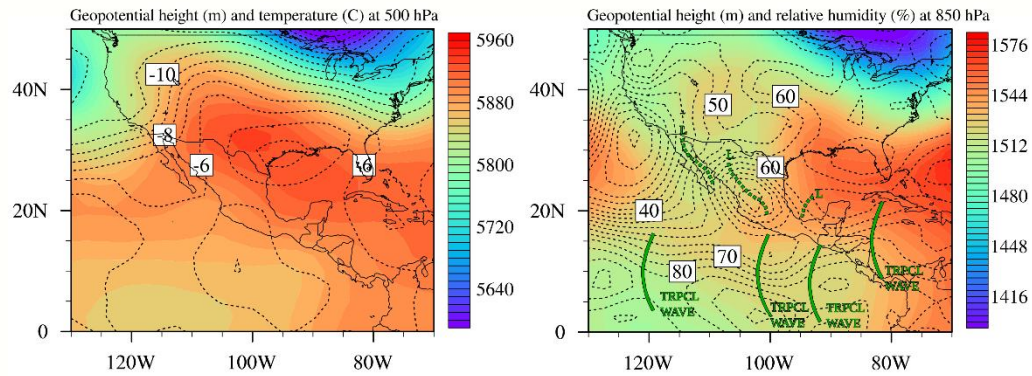


Figura 5. 4. Gráficos sinópticos para el 8 de agosto de 2018 a las 1200 UTC. Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa (arriba) e isolíneas de humedad relativa (%) en 850 hPa (abajo). La línea verde punteada muestra las vaguadas. La línea verde continua muestra las ondas tropicales.

La TOABT de los productos satelitales GOES-16, del 8 de agosto de 2019, muestra el desarrollo de la tormenta que provocó la tromba marina en Coatzacoalcos (Figura 5.5). A las 1311 UTC, se observó el inicio de un pequeño núcleo convectivo al oeste de Coatzacoalcos. Apenas 20 min después, la tormenta se fortaleció a lo largo de la costa hasta alcanzar un diámetro de aproximadamente 10 km. De acuerdo con reportes de Protección Civil, esta tormenta se desplazó hacia el oeste y logró dar origen a una tromba marina cerca de las 1351 UTC. Estos datos satelitales muestran que la vaguada ubicada en la costa de Coatzacoalcos, y el paso de una de las ondas tropicales en la zona generaron condiciones de inestabilidad.

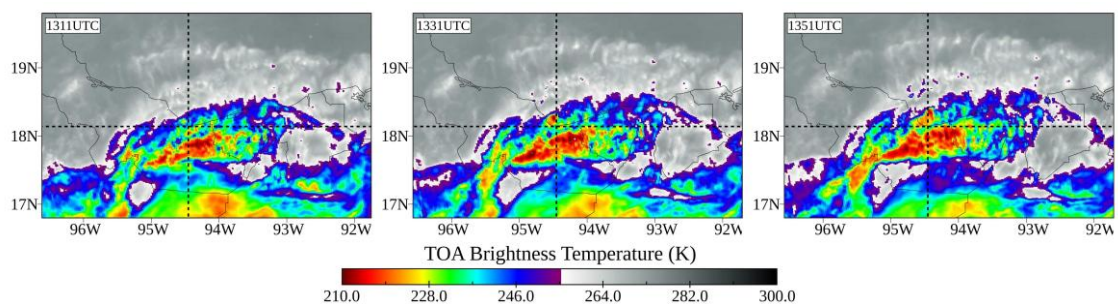


Figura 5. 5. Imágenes satelitales GOES-16 de la TOABT (K) de izquierda a derecha a las 1311, 1331 y 1351 UTC el 8 de agosto de 2019. La intersección de las líneas indica la ubicación de Coatzacoalcos.

5.4.3 Validación del modelo

Para validar el modelado numérico se compararon los datos observados y modelados. En la Tabla 5.1 se muestra una comparación de los resultados de temperatura (°C) y humedad relativa (%) del modelo con los datos de tres EMAS, cercanas al evento de la tromba marina, del SMN. Las estaciones se seleccionaron de acuerdo con los criterios de proximidad al lugar donde ocurrió la tromba marina y la disponibilidad de datos. Las EMAS fueron Paraíso, Acayucan y Pantanos, como se muestra en la Figura 5.1. Los valores de las variables estudiadas se interpolaron a las ubicaciones geográficas de las EMAS. Los resultados de esta evaluación estadística muestran resultados confiables para la investigación. El RMSE mostró errores entre 2.92 y 4°C para temperatura y 14.55 y 24.02 % para humedad relativa. PEARSON exhibe valores superiores a 0.8 para todas las variables y estaciones (excepto para la estación Acayucan para la variable humedad relativa, que es cercano a 0.80). Finalmente, el BIAS mostró desviaciones menores (menores a dos °C) para la temperatura y una ligera sobreestimación para la humedad relativa en comparación con los datos de la estación Pantanos. Los resultados de esta evaluación estadística fueron similares a los reportados por Carbajal et al. (2019a) y Monterde et al. (2023).

Tabla 5.1. Resultados del RMSE, PEARSON y BIAS de las salidas del modelo WRF y EMAS.

	PARAÍSO		PANTANOS		ACAYUCAN	
Altura	4 m		0.1 m		106 m	
	TC (°C)	RH(%)	TC (°C)	RH(%)	TC (°C)	RH(%)
RMSE	2.92	17.00	4.00	24.02	3.82	14.55
PEARSON	0.87	0.80	0.95	0.91	0.89	0.79
BIAS	1.13	2.98	1.09	12.4	1.50	4.60

5.4.4 Experimento numérico con el modelo WRF: caso Coatzacoalcos, Veracruz

La Figura 5.6 enfoca el dominio anidado D03 con la temperatura en superficie y vectores del viento simulados por el modelo WRF en los únicos cuatro tiempos en los que se aprecia un misociclón cercano a la costa. Esto ocurrió entre las 1320 y las 1335 UTC. Este misociclón apareció y se desplazó a un lugar y hora cercanos a los reportados por

Protección Civil del Estado de Veracruz (Ceec Protección Civil, 2019) con respecto a la tromba marina del 7 de agosto del 2019.

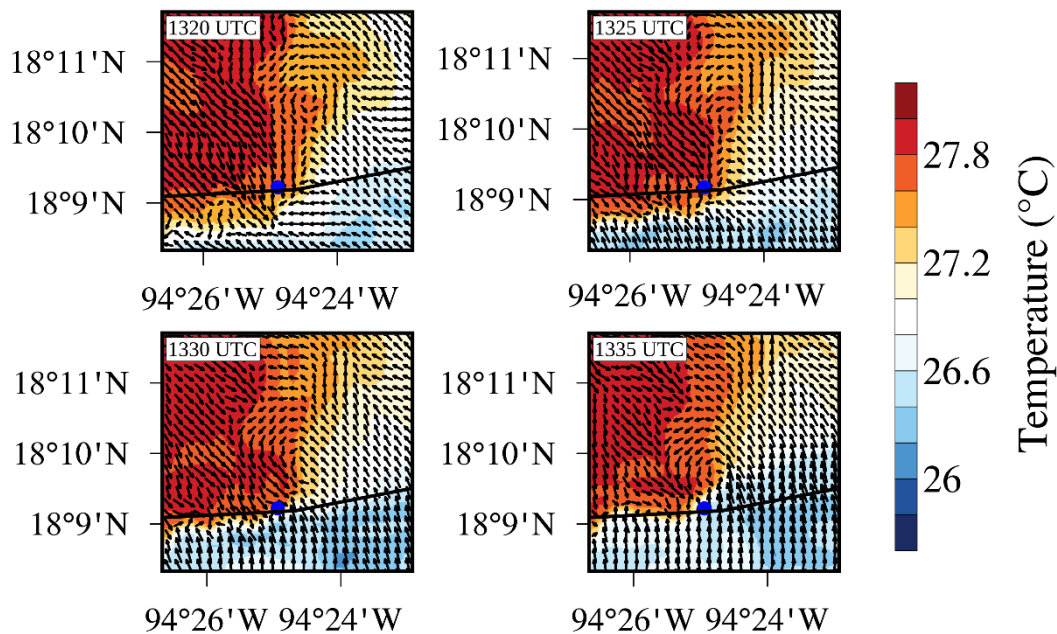


Figura 5. 6. Vectores de temperatura (°C) y viento superficial simulados por el modelo WRF-ARW.

En esta figura se observa una línea de convergencia de flujos de aire con contrastes térmicos, que posiblemente favoreció el desarrollo del misociclón. A las 1335 UTC, este patrón de flujo ciclónico se localizó cerca de la costa y fue la última vez que se pudo observar en la simulación numérica. De acuerdo con reportes oficiales, la tromba marina entró al malecón aproximadamente a las 1350 UTC en el punto azul de la Figura 5.6.

La Figura 5.7 muestra la MLS. Se observaron valores entre 15 y 17 m s^{-1} alrededor de la línea de convergencia y en el origen del misociclón. Este parámetro es esencial para determinar la ocurrencia de tormentas convectivas. Típicamente, debe existir una cizalladura vertical mayor a 15 m s^{-1} para tornadogénesis no supercelda y hasta 20 m s^{-1} en tornadogénesis supercelda (Doswell III & Evans, 2003). La Figura 5.7b muestra la humedad específica cerca de la superficie. La humedad está relacionada con la cantidad de vapor de agua en la capa cercana a la superficie. Es esencial como fuente primaria de energía para la convección debido al potencial de liberación de calor asociado con el cambio de fase de vapor de agua a líquido. La masa de aire cálido al noroeste del dominio contenía una humedad notable, con valores superiores a 0.02 g kg^{-1} .

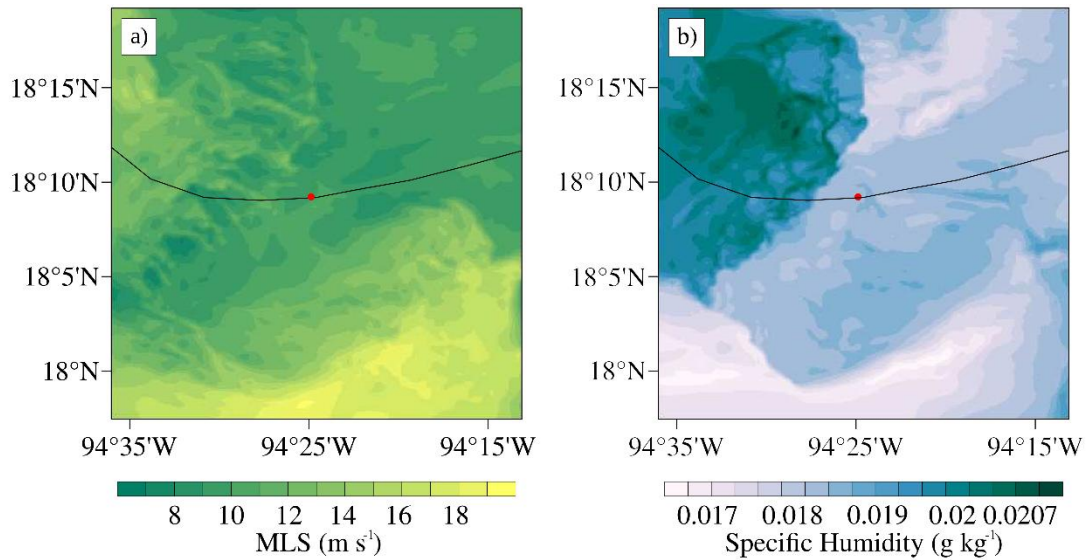


Figura 5. 7. MLS (m s^{-1}) y humedad específica (g Kg^{-1}) simuladas por el modelo WRF-ARW.

La Figura 5.8a muestra los valores de CAPE simulados por el modelo. En ella se aprecia el contraste entre las masas de aire. Los valores de CAPE para toda la masa de aire del noroeste se mantienen por encima de los 3600 J kg^{-1} , los cuales se desvanecen conforme se acerca a la línea de convergencia, excepto en el sitio donde se ubica el misociclón, donde los valores de esta variable vuelven a incrementar. Se observa que CAPE se mantuvo por encima de los 800 J kg^{-1} en todo el dominio, quizás influenciado por la inestabilidad causada por las ondas y vaguadas tropicales comentadas anteriormente. La Figura 5.8b describe el parámetro de generación de vorticidad; esta variable estima la tasa de inclinación y estiramiento de la vorticidad por una corriente ascendente. Valores superiores a 0.2 ms^{-2} sugieren una creciente posibilidad de tormentas tornádicas. Existen valores favorables en ambas masas de aire, destacando el área del misociclón.

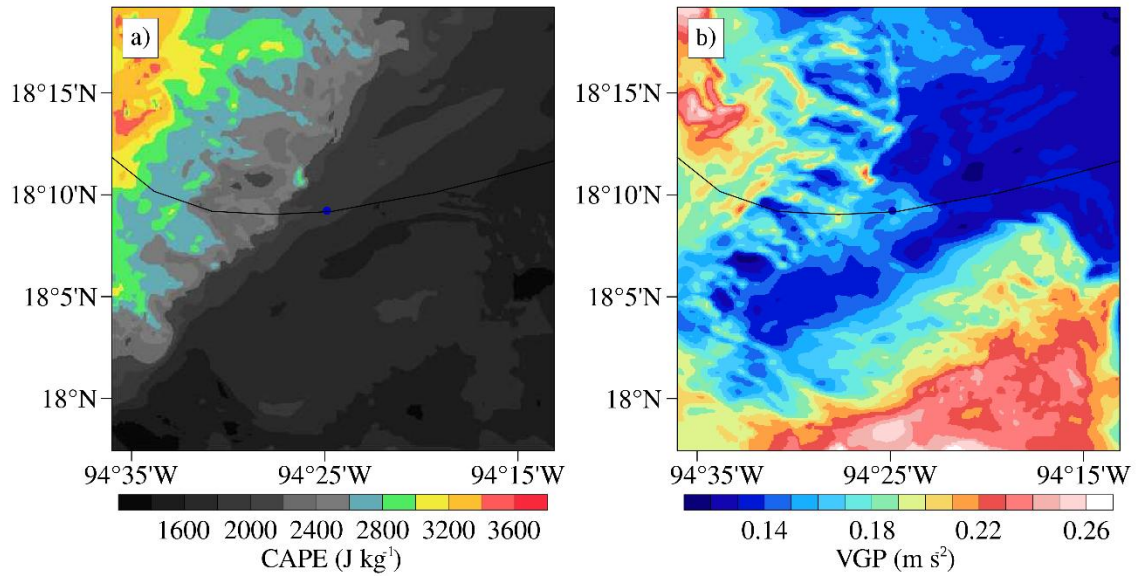


Figura 5. 8. CAPE (J kg^{-1}) en a), y potencial de generación de vorticidad (m s^{-2}) en b) simulados por el modelo WRF-ARW.

5.5 Discusión

La Figura 5.9 muestra los cuatro tipos de trombas marinas durante el año. Encontramos que las trombas marinas asociadas a condiciones de alta y baja presión se desarrollaron casi por igual durante todos los meses del año, excepto en el mes de abril. Las trombas marinas asociadas a brisas terrales muestran una preferencia por desarrollarse durante los meses de invierno. Esto posiblemente se debe a que, en invierno, las brisas terrales se ven favorecidas a medida que disminuyen las temperaturas, lo que provoca un menor calentamiento de la Tierra. Las trombas marinas relacionadas con tormentas eléctricas, además de las clasificadas como no-trombas marinas se desarrollan, como se esperaba, durante los meses de verano.

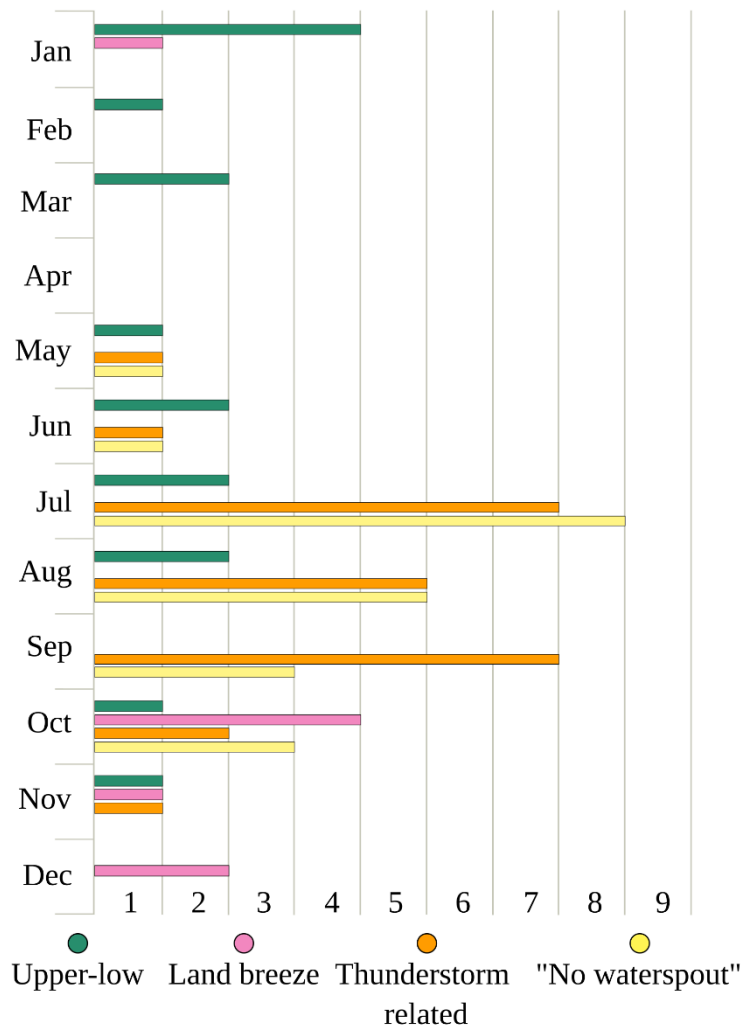


Figura 5. 9. Distribución temporal de cada tipo de tromba marina.

La Figura 5.10 muestra la distribución de los tipos de trombas marinas clasificadas mediante SWN. A primera vista, no se reconoció un área de desarrollo preferencial para ninguna tromba marina. Se puede distinguir una concentración ligeramente más marcada en las costas de Quintana Roo. Sin embargo, esto coincide con el hecho de que esta zona es la que tiene el mayor número de casos reportados. De las cuatro trombas marinas que se desarrollaron sobre Baja California Norte y Sur, destaca la clasificación de sólo una, por la disponibilidad de datos. Sobre el Lago de Chapala, Jalisco, zona importante de concentración de trombas marinas dentro del país, únicamente desarrolla trombas relacionadas a tormentas eléctricas. Para esta zona, es evidente la no viabilidad de una brisa terral.

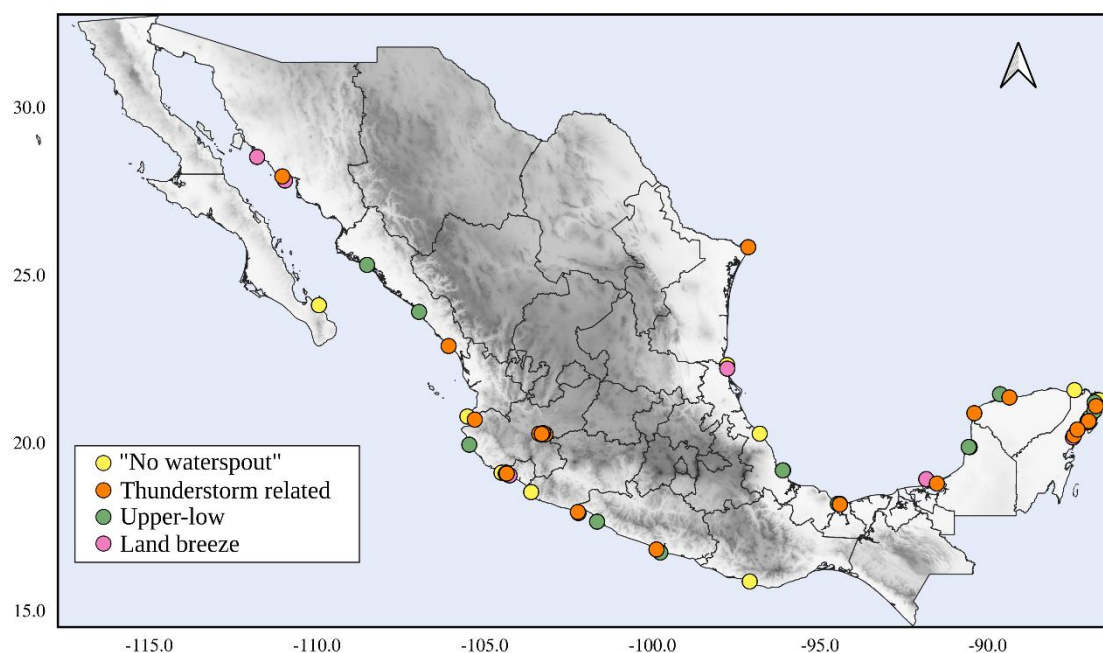


Figura 5. 10. Distribución espacial de cada tipo de tromba marina.

La Figura 5.11 muestra algunos índices de inestabilidad calculados, como la CAPE en la capa Más Inestable (MUCAPE, por sus siglas en inglés) a), WMAXSHEAR b), el Índice Total de Totales (Índice TT) c), el LCL d), la SRH de 0 a 1 km (SRH01, por sus siglas en inglés) e) y LR01 f). MUCAPE tiene una amplia gama de valores para los eventos relacionados con tormenta eléctrica y para los no-tromba marina y al mismo tiempo mayores respecto a las otras dos categorías. Esto es esperado ya que se asume que cuanto mayor sea CAPE, mayor desarrollo vertical tendrá la nube convectiva. Efectivamente, WMAX, la variable de velocidad máxima de la corriente ascendente es directamente proporcional a CAPE. Como se muestra en la Figura 5.9, la mayoría de los casos relacionados a tormenta eléctrica y no-tromba marina ocurren durante el verano, que son también los meses más húmedos, lo que favorece el aumento de MUCAPE. Por otro lado, se conoce que, en el cómputo de WMAXSHEAR, se considera CAPE y la MLS. Encontramos que, para las trombas marinas relacionadas con tormentas eléctricas, la cizalladura del viento juega un papel importante porque los valores de este índice disminuyen en comparación con el gráfico MUCAPE, es decir, en el producto de la cizalladura y CAPE, los valores de cizalladura son pequeños. Por el contrario, aparentemente la cizalladura del viento es mayor en las trombas marinas vinculadas a brisas terrales. Este hecho puede estar relacionado con las celdas de circulación que se desarrollan durante las brisas en virtud de los contrastes térmicos en superficie.

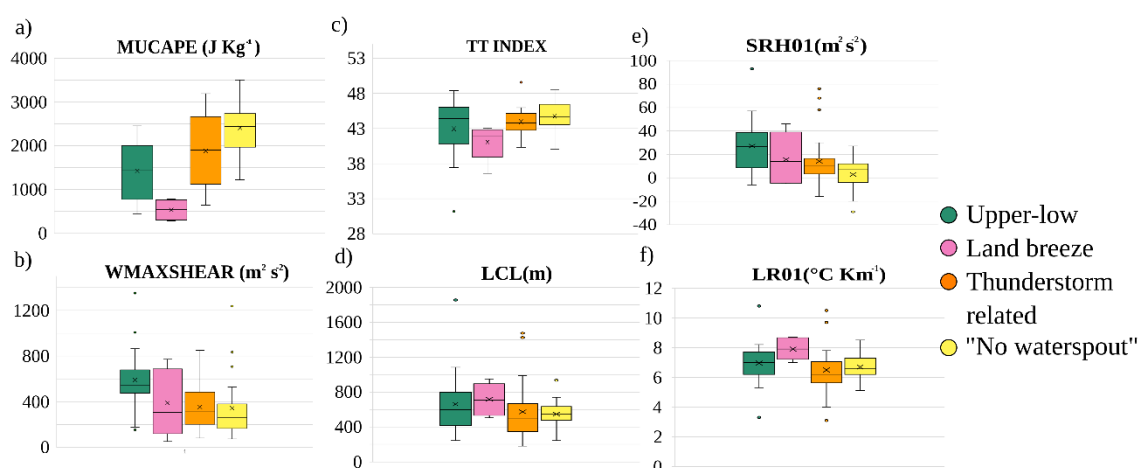


Figura 5. 11. Índices de inestabilidad calculados: a) MUCAPE, b) WMAXSHEAR, c) Índice total de totales (Índice TT), d) LCL, e) SRH de 0 a 1 km (SRH01), y f) LR01.

El índice total de totales se basa en un conjunto de temperaturas y temperaturas de punto de rocío a diferentes niveles de presión. Por lo tanto, representa la estabilidad estática y la humedad en la atmósfera. Los valores umbrales entre 45 y 60 son necesarios y suficientes para el desarrollo de tormentas (Çınaroğlu & Unutulmaz, 2019). Aproximadamente el 50% de las trombas vinculadas a vaguadas en altura, tormentas eléctricas y no-trombas marinas cumplieron con el valor mínimo necesario. Por el contrario, los casos relacionados a brisas terrales tuvieron valores por debajo del umbral mínimo (45). Esto podría deberse a que el índice considera la humedad en la capa que está entre 850 hPa y 500 hPa. Además, durante el desarrollo de las brisas terrales, la humedad suele concentrarse en las capas inferiores de la atmósfera; por lo tanto, el índice no consideraría esta concentración de humedad para estos casos en específico.

Estudios previos han examinado los ambientes típicos para la tornadogénesis (Davies, 2006a; Rodriguez & Bech, 2021). Uno de los aspectos más comunes es la baja helicidad ($SRH01 < 75 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) y/o alto LCL ($> 1300 \text{ m}$) para formaciones de tornados supercelda y no supercelda (Davies, 2006). Estos parámetros han demostrado una mayor efectividad en combinación con algunos otros, como las tasas de gradiente térmico, CAPE y CIN. Como se muestra en la Figura 5.11 d), el LCL presenta valores bajos para todos los casos de trombas marinas. Además, el LCL exhibió diferencias pequeñas entre cada categoría de tromba marina. A pesar de esto, el LCL muestra un rango considerable de valores para trombas marinas por vaguada en altura y relacionadas con tormentas eléctricas. Por el contrario, el primer cuartil del tipo brisa terral fue más alto que todas las medianas de las otras categorías. Se observó una correlación positiva entre los valores de LCL y SRH01

(Figura 5.11e) en la mayoría de los casos de tromba marina. Los valores de LCL y SRH01 fueron bajos para las cuatro categorías del nomograma. Esto corresponde al entorno típico de tornadogénesis descrito por (Davies, 2006b). Sin embargo, como se sugirió, los parámetros termodinámicos se pueden utilizar para fortalecer la tornadogénesis no supercelda. Los eventos de tromba marina por vaguada en altura y de brisa terral presentaron los valores más altos positivos de SRH que pueden estar relacionados con el pequeño número de trombas marinas ubicadas en estas categorías (Figura 5.11e). Estos valores son similares a los informados por (Renko et al., 2016), quienes distinguieron las trombas marinas en dos categorías: no tormentas eléctricas y relacionadas con tormentas eléctricas. La Figura 11(f) muestra el LR01; el gradiente térmico más pronunciado para las trombas marinas por brisa terral fue cercano al gradiente térmico adiabático seco ($9.8\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Estos gradientes térmicos pronunciados de bajo nivel, en combinación con una capa suficientemente húmeda, representan una fuente de aceleración rápida de las parcelas de aire, que, combinada con la vorticidad superficial preexistente, beneficiaría el estiramiento de la vorticidad y, por lo tanto, la tornadogénesis no supercelda.

Finalmente, en la Figura 5.12, en una tormenta, los elementos críticos para la génesis de un tornado no supercelda o tromba marina son la vorticidad en superficie, como se muestra en la Figura 5.12a; algunos mecanismos de estiramiento, como se ve en los colores de la Figura 5.12b; y la intensificación por corrientes ascendentes provocadas por convergencia en una tormenta, como se muestra en la Figura 5.12c. Por su parte, y como era de esperar, la tromba marina, al tener un origen no supercelda, los valores de inclinación de la vorticidad (Figura 5.12b, en contornos), se suprimen totalmente en el desglose de la vorticidad vertical.

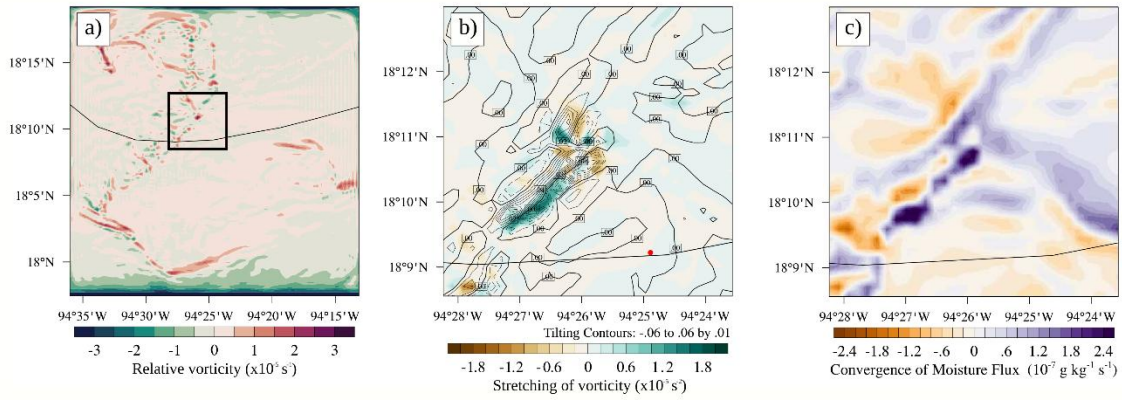


Figura 5. 12. Vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) en a), estiramiento de la vorticidad ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$) en b) y MFC ($\times 10^{-7} \text{ g Kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) en c), simulados por el modelo WRF-ARW.

5.6 Conclusiones

México está constituido por zonas tropicales y subtropicales y es alimentado por grandes flujos de humedad provenientes del Golfo de México, el Mar Caribe y el Océano Pacífico. Se ha demostrado que, la incidencia de las trombas marinas en costas mexicanas puede explicarse por este contexto. Aunque la climatología analizada revela la ocurrencia de trombas marinas prácticamente en todas las costas de México, el número probablemente sea mayor debido a la escasez de población en algunas zonas que podrían reportar alguna incidencia. Sin embargo, la climatología presentada proporciona una excelente idea de las diversas condiciones prevalecientes para la incidencia de trombas marinas. Durante la recolección de datos, se documentaron 103 trombas marinas en las costas de México. Con la ayuda del SWN, fue posible clasificarlas de acuerdo con los siguientes mecanismos de formación: por vaguada en altura, relacionadas con tormentas eléctricas, por brisa terral y no-tromba marina (una posible extensión de las trombas relacionadas a tormenta eléctrica).

Adicionalmente, se realizó una clasificación mensual de cada uno de los cuatro tipos de trombas marinas según el SWN. Las trombas marinas relacionadas con tormentas eléctricas y no-trombas marinas ocurren predominantemente en los meses de verano, las trombas marinas de brisa terral ocurren en los meses de invierno y las trombas marinas de vaguada en altura ocurren prácticamente todo el año. Se calcularon seis índices relevantes que proporcionaron información sobre las propiedades físicas y dinámicas para cada tromba marina, lo que indica que los valores de MUCAPE fueron más altos para las relacionadas con tormentas eléctricas y las no-trombas marinas

Los índices WMAXSHEAR, LCL y SRH01 fueron relevantes para las trombas marinas en la categoría de brisa terral. Todos los índices son relevantes para las trombas marinas en la clasificación de vaguada en altura. Para estudiar las propiedades de las trombas marinas que ocurrieron en México, se realizó una simulación numérica de una tromba marina que ocurrió en Coatzacoalcos, un lugar con una historia de varias trombas marinas. El estudio incluyó las condiciones sinópticas, las masas de aire participantes, análisis de imágenes satelitales del sistema nuboso formado, generación de vorticidad, cizalladura del viento, humedad específica, CAPE, LCL, MFC, entre otros, lo que dio una excelente idea de cómo surgió el sistema.

Traducción y adaptación:

Monterde, D., Carbajal, N., León-Cruz, J. F., & Pineda-Martinez, L. F. (2025). Climatology of waterspouts in Mexico and numerical modeling of a particular case. *Environmental Research Communications*. 10.1088/2515-7620/adb095

Capítulo 6

Análisis de dos superceldas tornádicas al noreste de México

6.1 Introducción

Las tormentas de supercelda en México ocurren, principalmente, en la porción noreste del país y durante la temporada de lluvias (León-Cruz et al., 2022), en torno a los meses de marzo y junio (Weiss & Zeitler, 2008). Esta zona es influenciada por la meteorología que ocasiona los tornados en “El callejón de los tornados” en Estados Unidos. En esta área, vientos fríos y secos en la parte superior de la atmósfera provenientes de las Montañas Rocosas se encuentra con la presencia de un flujo de bajo nivel cálido y húmedo proveniente del Golfo de México (Cao et al., 2021), produciendo una atmósfera inestable ideal para el desarrollo de superceldas (Ahrens, 2015). Aunque Estados Unidos mantiene las condiciones idóneas para la formación de tornados supercelda y es el mayor generador de este tipo de tornados, la mayoría de las regiones del mundo pueden desarrollar superceldas (Peyraud, 2013). Los tornados más violentos, clasificados dentro de la escala Fujita Mejorada, como los niveles de EF2 en adelante, normalmente, están asociados a superceldas (Markowski & Richardson, 2011). Son fenómenos de la naturaleza extremadamente destructivos que ocurre bajo condiciones meteorológicas sumamente específicas. A pesar de que la formación de una supercelda es pronosticable, la ocurrencia de un tornado supercelda no lo es (Markowski & Richardson, 2011). Los radares son eficaces al detectar la rotación de un mesociclón pero no pueden resolver la circulación de un tornado. Una cifra baja que varía entre 5 % y 10% de todas las superceldas que se desarrollan en Estados Unidos pueden producir tornados (Markowski & Richardson, 2011).

La tornadogénesis supercelda es un proceso considerablemente técnico y complejo. Diferentes escenarios deben conjugarse para poder detonar un tornado supercelda. Autores como Markowski & Richardson (2013) han condensado la tornadogénesis supercelda en tres pasos elementales: como paso número uno, el desarrollo de rotación en altura; la rotación de las superceldas se adquiere, principalmente, por la cizalladura del viento vertical (variaciones en magnitud y dirección). Las parcelas de aire que interactúan

con la cizalladura disponen de un tipo de vorticidad horizontal que mantiene la dirección del vector velocidad de la tormenta. El giro horizontal se convierte en vertical conforme las parcelas de aire ingresan a la corriente ascendente de la tormenta, generando así, el mesociclón (corriente ascendente principal en rotación y parte de la definición de una supercelda). Como paso número dos, el desarrollo de rotación en superficie. Esta vorticidad se consigue por el desarrollo de un flujo descendente en respuesta de la corriente ascendente principal. Este flujo de aire que baja es más frío y pesado respecto a los alrededores y al llegar al suelo diverge en todas las direcciones (también conocido como frente de ráfaga). El aire que viaja a lo largo del borde más frío del frente de ráfaga sufre de un gradiente horizontal de temperatura consiguiendo así una rotación de eje horizontal o vorticidad baroclínica. La vorticidad embebida aún en el flujo descendente choca con el suelo y es inclinada, convirtiéndose en vorticidad de eje vertical. Finalmente, el último paso considera la amplificación de la vorticidad en superficie. Como resultado de la convección, flotabilidad positiva y la convergencia se induce la conservación de momento angular, logrando intensificar la vorticidad hasta alcanzar la fuerza de un tornado.

Investigación previa ha logrado discriminar, a través de parámetros de inestabilidad, superceldas tornádicas y no tornádicas; entre algunos de estos están: alta cizalladura vertical del viento en niveles bajos, suficiente humedad relativa de la capa límite, y ambientes ricos en CAPE. Además, se ha demostrado que albercas de aire frío y exceso de flotabilidad negativa pueden perjudicar la tornadogénesis supercelda (Davies-Jones, 2015; Markowski & Richardson, 2011). Una supercelda está definida como una tormenta unicelular de grandes dimensiones y que tiene una corriente ascendente en rotación que hace que la tormenta se propague a la derecha con respecto a la dirección de propagación; la región en rotación por este flujo ascendente se le conoce como mesociclón. Una supercelda puede ser responsable de vientos fuertes, granizadas, y tornados (Davies-Jones, 2015).

Algunos autores (Loken et al., 2017; Clark et al., 2018) han destacado algunos sistemas de pronósticos con resoluciones espaciales de entre 1 a 4 Km como óptimos para esclarecer las condiciones meteorológicas que pueden detonar superceldas. En esos estudios destacan parámetros como CAPE, la CI, SRH, UH, Índice de Elevación (EI) y vorticidad en niveles bajos (Sun et al., 2019). El pronóstico de superceldas y sobre todo

de tornados relacionados a estas, es complejo por la escala espacio-temporal de los fenómenos (Spiridonov et al., 2021). Es por ello que muchos estudios han recaído en el uso de la modelación numérica de alta resolución. Uno de los modelos más empleados es el modelo de mesoescala WRF-ARW (Skamarock et al., 2019).

En el presente capítulo se analizaron las condiciones meteorológicas que perduraron durante la presencia de dos superceldas tornádicas que impactaron en la región noreste de México. Este estudio empleó el uso de los radares disponibles, además de la simulación numérica con el modelo WRF de ambas superceldas.

6.2 Área de estudio

Los tornados supercelda son comunes en la porción noreste de México (León-Cruz et al., 2022). Esta área se destaca por ser influenciada por la meteorología que detona superceldas y tornados en el corredor de los tornados Alley en Estados Unidos. El 24 de mayo de 2020 cerca de las 2345 UTC se reportó en San Carlos, Tamaulipas un tornado supercelda que según la evidencia videográfica venía acompañado de fuertes vientos y precipitación intensa (Figura 6.1, izquierda, punto azul). Afortunadamente, Protección Civil del municipio no reportó daños significativos para la población. Por otro lado, el radar de San Antonio, Texas, reportaba a las 2352 UTC una firma de tornado al oeste de Piedras Negras, Coahuila (Figura 6.1, izquierda, punto rojo). Una firma de tornado es localizada por el radar a varios kilómetros por arriba del suelo, y detecta una concentración considerable de vorticidad de escala más pequeña que un mesociclón. Si embargo, a pesar de que una firma no es sinónimo de la presencia de un tornado, sí incrementa las probabilidades de su desarrollo (NOAA National Severe Storms Laboratory, 2012) Por este motivo se decidió también analizar esta supercelda.

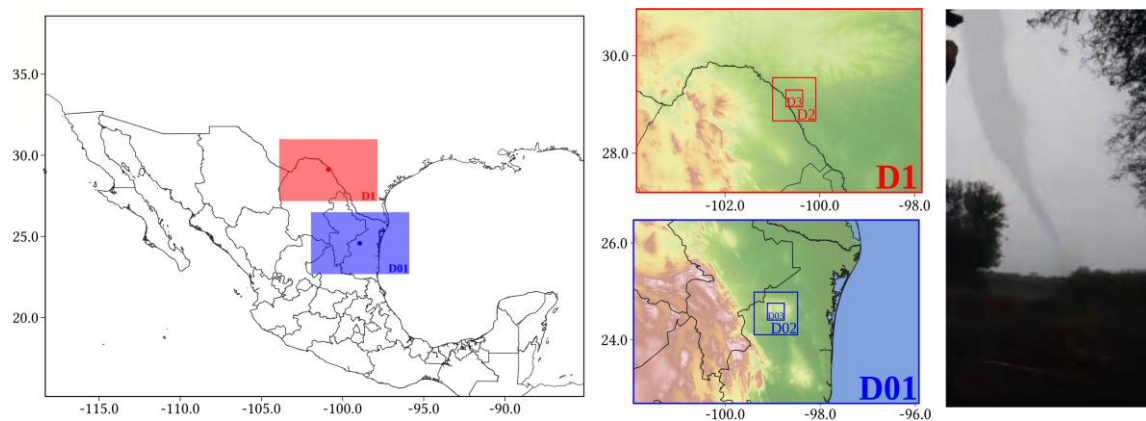


Figura 6. 1. A la izquierda, el área roja (azul) sobre México delimita los dominios D1 y D01. En el centro, la elevación del terreno del área de estudio indicando los dominios D1, D2 y D3 (D01, D02, y D03) para la supercelda de Coahuila (Tamaulipas). Los puntos indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila. A la derecha, se muestra una fotografía del tornado supercelda en San Carlos, Tamaulipas. Tomada de Montoya Escobedo (2020).

6.3 Metodología

6.3.1 Modelación numérica WRF

Con el fin de examinar las condiciones meteorológicas que detonaron el tornado en San Carlos, Tamaulipas y el posible tornado al oeste de Piedras Negras, Coahuila, se realizaron un par de simulaciones numéricas. Se empleó el modelo WRF-ARW en su versión 4.0.3 (Skamarock et al., 2019). La configuración de los dominios se muestra en la Figura 6.1, mientras que la configuración general del modelo se describe en la sección 2.4. Para ambos eventos la simulación tuvo una duración total de 72 horas; a partir de las 0000 UTC del 24 de mayo de 2020 finalizando a las 0000 UTC del 27 de mayo de 2020. El modelo se inicializó con los datos FNL d083003 (NCEP, 2015) descritos en la sección 2.4.

6.3.2 Análisis de superceldas

Dada la cercanía del reporte de tornado en San Carlos, Tamaulipas con la frontera con Estados Unidos, se decidió recolectar información de los radares más cercanos disponibles, estos fueron San Antonio y Brownsville, Texas. De la modelación numérica con WRF-ARW se verificó cómo fueron representados los sistemas de tormenta, por

medio de la reflectividad máxima. Y, además, el estado de la atmósfera a través de radiosondeos.

Además, se empleó la metodología de Zeeb et al. (2024) para identificar y rastrear el mesociclón en superceldas. Este método hace uso de umbrales de UH. En este estudio se contempló el umbral $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Se continuó con el análisis de la precipitación, CAPE, humedad específica. Finalmente se calculó el Índice Universal de Tornados (UTI, por sus siglas en inglés) (Taszarek & Kolendowicz 2013). Este índice discrimina entre entornos favorables y no favorables para el desarrollo de tornados supercelda. Para ello incluye en su cómputo parámetros como CAPE, SRH, DLS, LCL, Cizalladura de niveles bajos (0-1 km) (LLS), y Razón de mezcla promedio por debajo de los 500 metros sobre nivel del suelo (AMR500).

$$UTI = \frac{\left\{ \left[\frac{CAPE * SRH_1}{200} * \frac{5(DLS - 20) + \left(\frac{2000 - LCL}{10}\right)}{100} \right] + CAPE_3 + \frac{SRH_1}{4} \right\}}{1000} * \frac{LLS}{12} * \frac{AMR500}{10}$$

6.4 Resultados

6.4.1 Instrumentos de teledetección meteorológica

La Figura 6.2 muestra la reflectividad a 0.5° de elevación a las 2246 UTC, momento en el que fue reportado el tornado en San Carlos Tamaulipas y que es también el momento en el que se observa la firma del tornado en Coahuila (firma no mostrada). Este producto es originario de los radares NEXRAD LEVEL III de San Antonio y Brownsville, Texas.

En esta figura, se detectan una serie de tormentas que se desarrollaban de manera cuasi lineal desde el sur y centro de Texas y hasta el oeste de Tamaulipas. La precipitación intensa de esta supercelda se localizaba entre los límites de Nuevo León y Tamaulipas. Mientras que en Coahuila está se ubicaba en la frontera de México y Estados Unidos. La ubicación aproximada de los tornados se localiza en el punto rosa en cada supercelda.

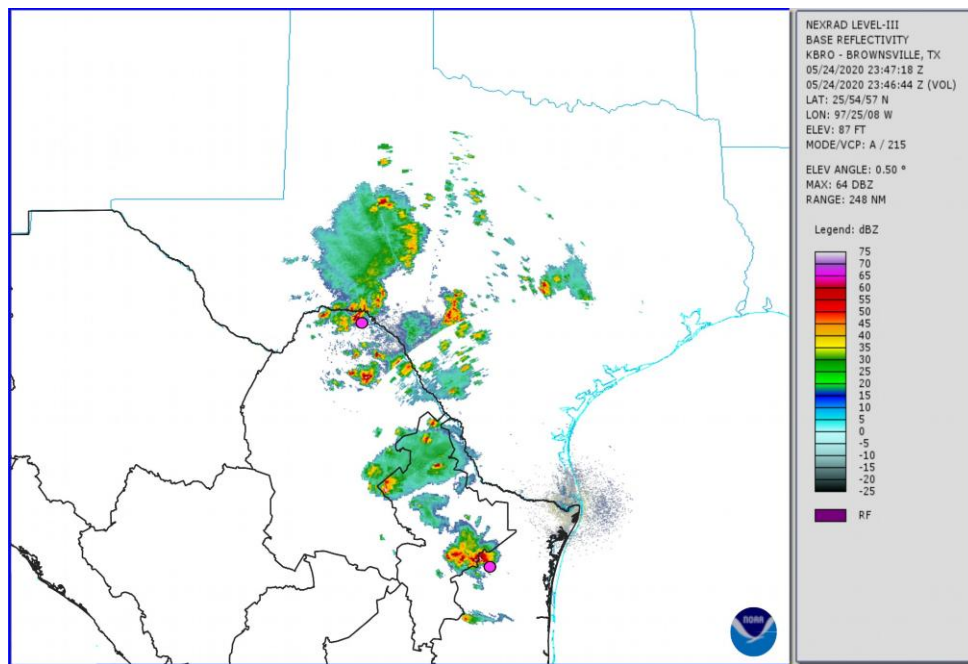


Figura 6. 2. Reflectividad 0.5° de elevación para el 24 de mayo 2020 a las 2346UT, NEXRAD LEVEL III. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y al norte la firma de tornado en Coahuila.

Además, en la Figura 6.3a se observa la velocidad de base (nudos) que exhibe la típica dualidad de valores positivos y negativos de velocidad en cada una de las superceldas. Este atributo denota la rotación que adquirieron ambas superceldas durante su formación. Esta firma rotacional era lo suficientemente fuerte como para ser calificada como mesociclón, según los lineamientos de reconocimiento de mesociclón establecidas por el Laboratorio Nacional de Tormentas Severas (NSSL, por sus siglas en inglés) en Oklahoma, mostrada en la Figura 6.3b. Esta firma rotacional perdura durante 70 minutos para la supercelda en Tamaulipas y 80 minutos para la supercelda en Coahuila.

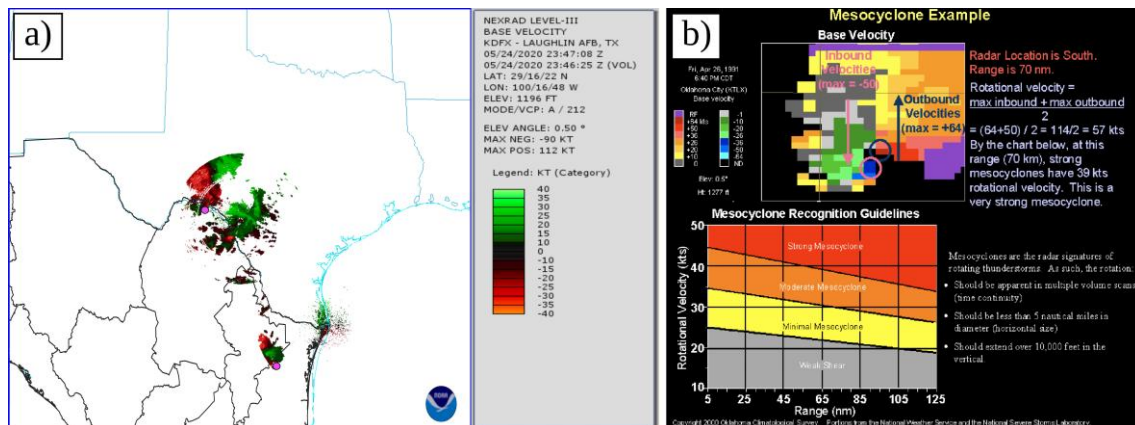


Figura 6.3. Velocidad de base a 0.5° para el 24 de mayo 2020 a las 2346UTC, NEXRAD LEVEL III en a). Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila. Lineamientos de reconocimiento de mesociclón establecidas por el NSSL en Oklahoma en b).

Agregando a lo anterior, se graficaron los datos de la actividad eléctrica o caída de rayos registrada durante los últimos 120 minutos anteriores a las 2330 UTC (Figura 6.4). Esta caída de rayos demostraba también un patrón cuasi lineal. Además, las tormentas llevaban tiempo subsistiendo en el área, y que cerca al desarrollo de los tornados, la actividad eléctrica se había reducido en un 50%, indicando un posible decaimiento de ambas superceldas. Por otro lado, se puede observar un tercer sistema afectando el noreste de Texas, aparentemente con gran intensidad.

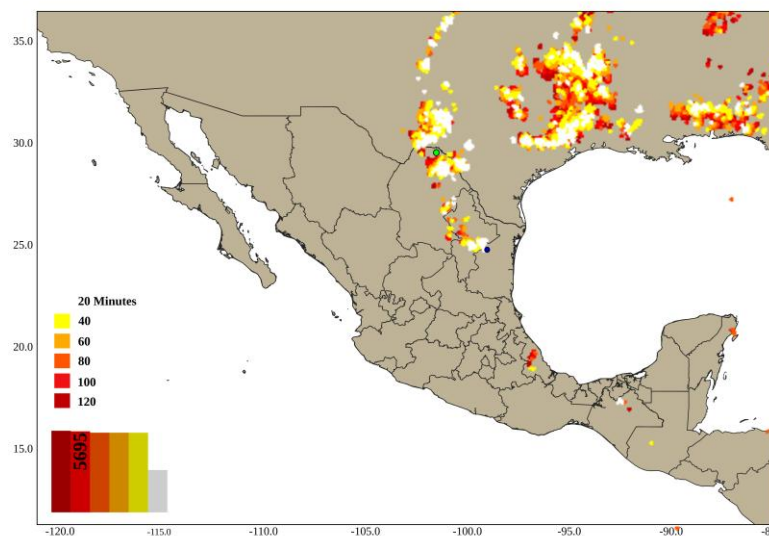


Figura 6.4. Actividad eléctrica registrada, válido para las 0000 UTC del 25 de mayo del 2020. El punto azul muestra la posición del tornado en SCT y el verde la firma de tornado en Coahuila.

6.4.2 Condiciones sinópticas

La Figura 6.5 muestra las cartas sinópticas para el 25 de mayo de 2020 a las 0000 UTC. A la izquierda, la altura geopotencial y temperatura a 500 hPa. Se observa un gradiente de temperatura que disminuye hacia el sur. Así mismo una circulación anticiclónica sobre el océano Pacífico, con un gradiente de geopotencial marcado al noroeste de México, en donde probablemente, el viento era intenso. Al centro y norte de Estados Unidos, una circulación ciclónica. A la derecha, la altura geopotencial e isothermas a 850 hPa. El aire frío en niveles bajos se extendía desde el norte y centro de Estados Unidos afectando en mayor medida el norte de México, mismo que estaba delimitado por un frente frío. Masas de aire más cálidas se ubicaban en el centro de México con gradientes de temperatura que apuntaban hacia ambas costas del país. El encuentro de ambas masas de aire y su interacción con la orografía local de Tamaulipas, Nuevo León, Coahuila y las pendientes de Texas favorecieron la generación de características de tormentas severas, en este caso superceldas. Por otro lado, el SMN indicaba la presencia de una línea seca que atravesaba el centro de Texas y el norte de Coahuila. Y que se unía con un canal de baja presión que se prolongaba hasta el centro de México. Ambos sistemas se encontraban delimitando la distribución de las tormentas del 24 de mayo por la tarde.

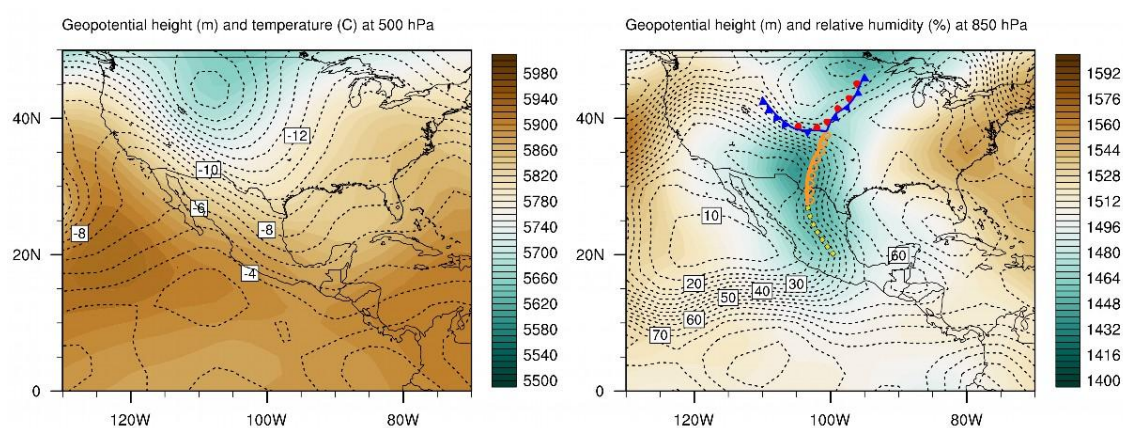


Figura 6. 5. Carta sinóptica para el 25 de mayo de 2020 a las 0000 UTC. Isolíneas de altura geopotencial (m) y temperatura (°C) en 500 hPa (izquierda) e isolíneas de humedad relativa (%) en 850 hPa (derecha). La línea azul/roja indica la posición de un frente frío. La línea naranja indica una línea seca. La línea amarilla muestra un canal de baja presión.

En la Figura 6.6 se muestra la TOABT. Se observa la disposición de nubosidad y los alcances horizontales de cada tormenta. En la supercelda de Tamaulipas se observa que la cima sobrepasa muy cerca de Linares, Nuevo León, con una temperatura mínima de

192.6 K. Se visualiza, además, la presencia de una U-fría (en ocasiones también llamada V-Fría) que normalmente caracteriza a las superceldas con una fuerte cizalladura vertical del viento según varios investigadores (McCann, 1983; McGinley, 1986; Setvák & Rabin, 2005).

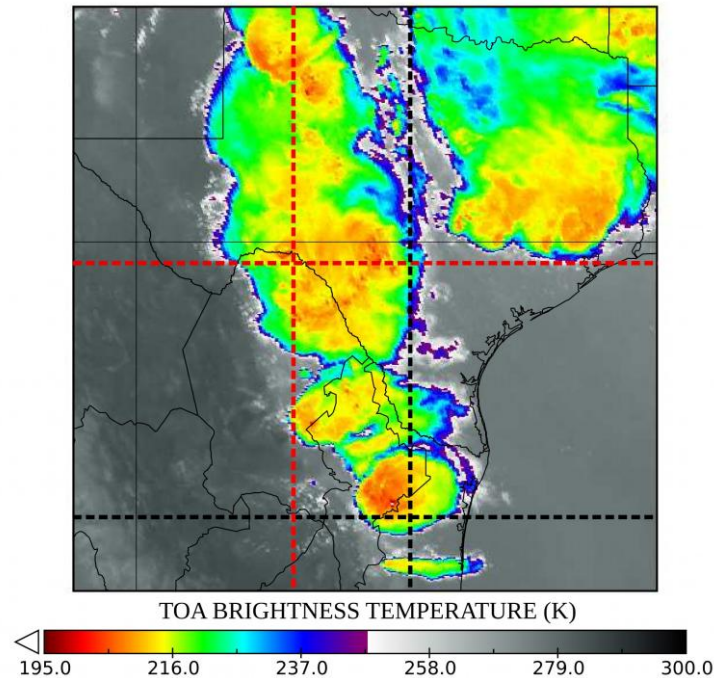


Figura 6. 6. TOABT (K) durante la formación de los tornados en Coahuila (líneas rojas) y SCT (líneas negras).

6.4.3 Experimentos numérico con el modelo WRF

En la Figura 6.7 se muestra la reflectividad máxima simulada por el modelo. En esta variable se observan la distribución de ambas tormentas o superceldas al momento en el que son detectadas por los radares de Texas. La distribución de los decibelios es similar a la observada por el radar, al igual que los valores máximos y mínimos. La ubicación de los tornados (confirmado y firma) a las 2350 UTC se encuentran sobre los límites de los valores mínimos simulados. Aparentemente, en ninguno de los dos experimentos se logra captar el patrón de la U-fría.

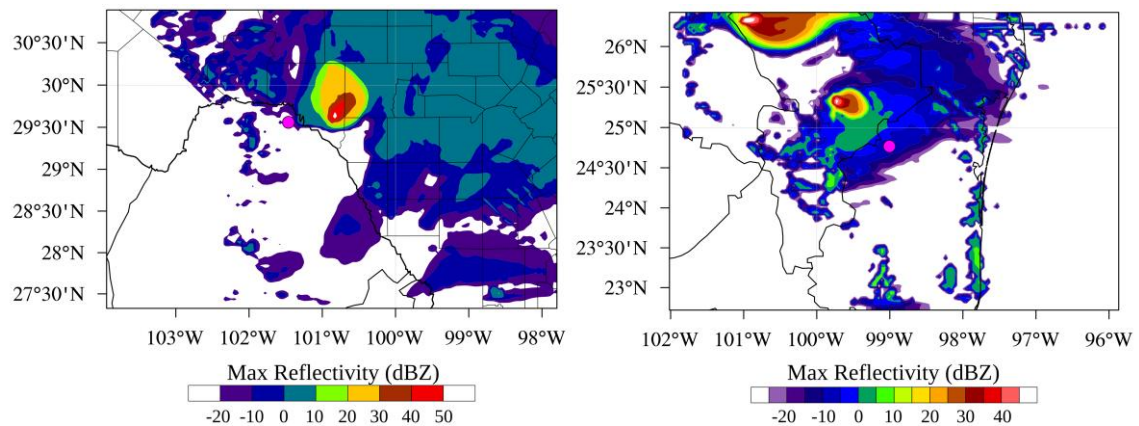


Figura 6. 7. Reflectividad máxima simuladas por el modelo WRF-ARW. A la izquierda la simulación para Coahuila, a la derecha la simulación para Tamaulipas. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.

En la Figura 6.8a se observa el termodiagrama proveniente de la universidad de Wyoming válido para el 25 de mayo a las 0000 UTC (15 minutos antes de los tornados), en él se observa una atmósfera bastante inestable. Una capa delgada con una inversión térmica se aprecia en el nivel de los 900 hPa. Y con una humedad relativa del 100% desde los niveles medios de la atmósfera y hasta por arriba de los 16 Km. La MLS y la DLSp se mostraba bastante alta, esta propiedad es característica en superceldas. El valor de la CAPE en el radiosondeo fue de 2870 J Kg^{-1} . El termodiagrama simulado por el modelo WRF para la supercelda en Coahuila (Figura 6.8b) mostraba también inestabilidad en la atmósfera desde los 850 hPa. Y con MLS intensa. Los valores de CAPE se mostraban del mismo orden que el calculado por el termodiagrama de Wyoming. Por otro lado, el termodiagrama correspondiente a la supercelda en Tamaulipas (Figura 6.8c) mostraba características similares al anterior, pero con un valor de CAPE de 3200 J Kg^{-1} .

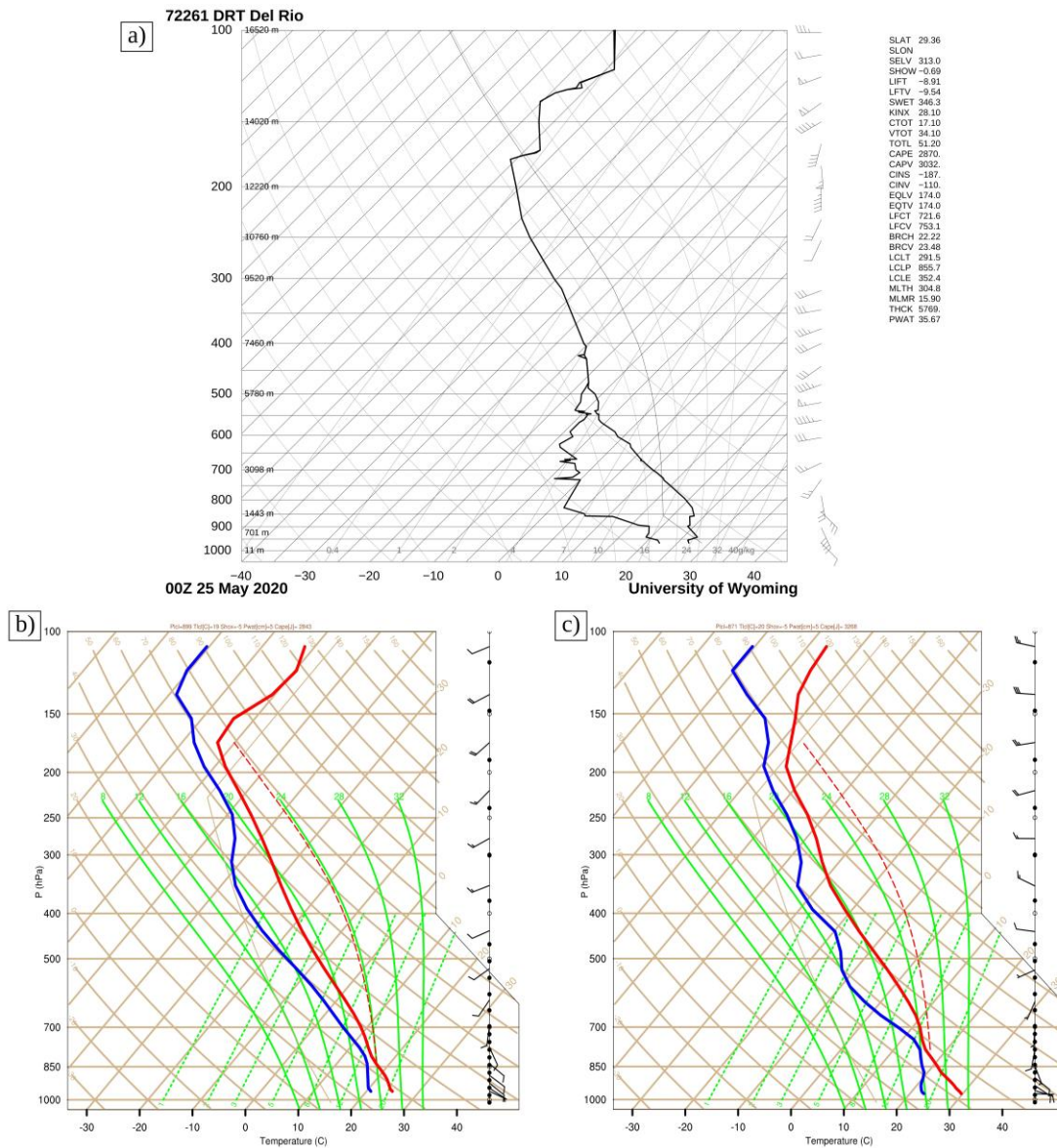


Figura 6. 8. Termodiagrama de la estación DRT Del Río (a), y termodiagramas simulados por el modelo WRF-ARW para las superceldas en Coahuila en a) y para la supercelda en Tamaulipas en b) válidos para las 0000UTC del 25 de mayo de 2020.

La UH filtrada a $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ se muestra en la Figura 6.9. Este umbral fue tomado de la metodología de Zeeb et al. (2024) quienes lo emplean para identificar y rastrear la corriente ascendente principal en superceldas. Para elaborar esta figura se descartaron los valores por debajo de $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ encontrados en las simulaciones, se respetaron los valores negativos y se promediaron cada 30 minutos. Para la simulación de Coahuila se encontró un flujo ascendente en rotación que perduraba durante 90 minutos ubicado al este de donde se encontraba la firma de tornado en el radar. Este flujo en rotación se desplazaba al sureste con dirección a Ciudad Acuña. Esta supercelda alcanzaba valores por arriba de

$120 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. De la misma forma, la supercelda en Tamaulipas por su parte también mostraba un flujo ascendente rotativo al noroeste de San Carlos. Pero sólo perduró durante 60 minutos y mostraba un desplazamiento hacia el sur sureste. Este flujo tenía valores máximos que superaron los $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$.

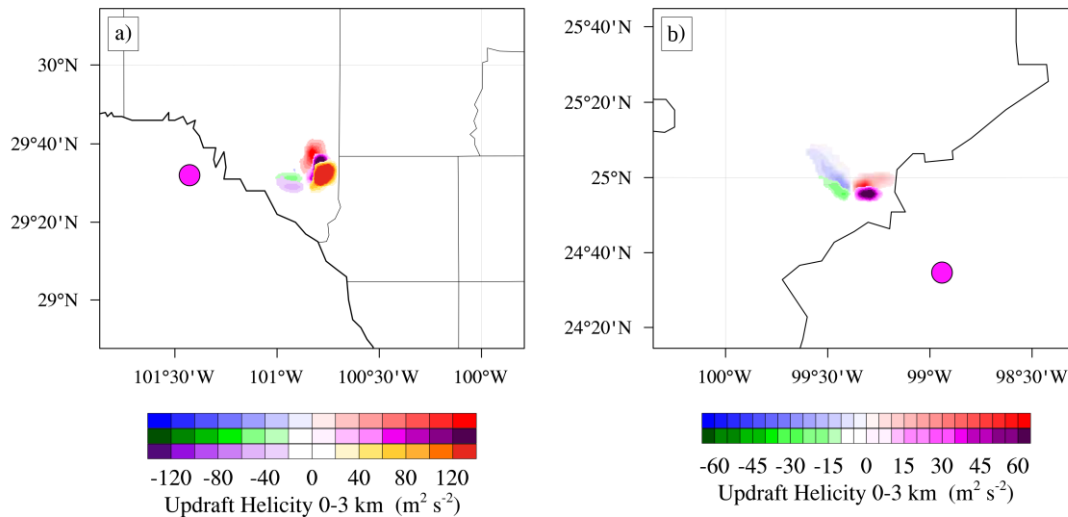


Figura 6. 9. UH filtrada ($>60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) y promediada cada 30 minutos, simulada por el modelo WRF-ARW. A la izquierda la simulación para la supercelda en Coahuila, a la derecha la simulación para la supercelda en Tamaulipas. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.

Se calculó la precipitación acumulada durante dos horas (Figura 6.10 a, b). Se encontró que en ambas simulaciones el patrón era similar: El tornado (o su firma) al frente, la corriente ascendente principal de la supercelda seguida de toda la precipitación asociada a la tormenta. Además, en la Figura 6.10c se observa la precipitación acumulada en dos horas estimada con datos del satélite GPM IMERG Early Precipitation Rate. En esta figura se observan patrones espaciales similares a los simulados por el modelo WRF-ARW. Sin embargo, el modelo subestima estos valores y no logra captar la precipitación al sureste de la supercelda en Coahuila. Debido a que no se distingue un eco de gancho en el radar y a que la precipitación máxima se concentra en un área relativamente pequeña respecto al tamaño de la supercelda, ambas tormentas podrían ser clasificadas como superceldas de baja precipitación (Brooks & Wilhelmson, 1992).

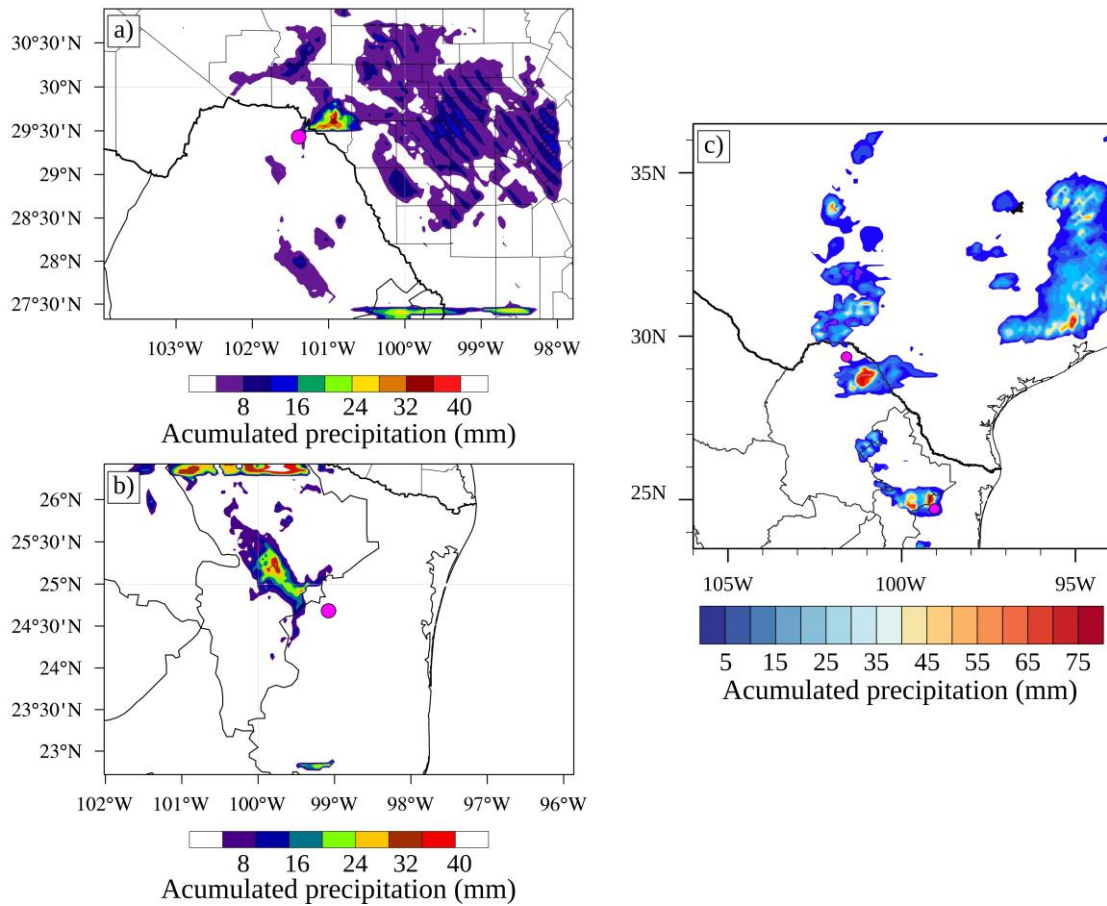


Figura 6. 10. Precipitación acumulada en dos horas para la supercelda en Coahuila en a) y la supercelda en Tamaulipas en b) por el modelo WRF-ARW y precipitación acumulada en dos horas estimada por el satélite en c). Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.

La serie de tiempo de CAPE calculada para el sitio donde se tiene el reporte y la firma de tornado se observa en la Figura 6.11 (arriba). Durante las primeras horas los valores se mantienen altos y constantes entre los 2000 y 4000 J Kg⁻¹. Cercano a las 2300 UTC estos valores comienzan a bajar tanto para las superceldas como para los sitios de los tornados. Aparentemente CAPE da su máximo a esta hora y la convección máxima ha ocurrido. Análogo a CAPE, la humedad específica (Figura 6.11, abajo), que es fuente primaria para la convección da su máximo entre las 2300 y las 2330 UTC, aproximadamente. El vapor de agua se ha condensado y ha liberado calor latente, mismo que permite la convección. Después de esta hora comienza una suave caída del contenido de humedad.

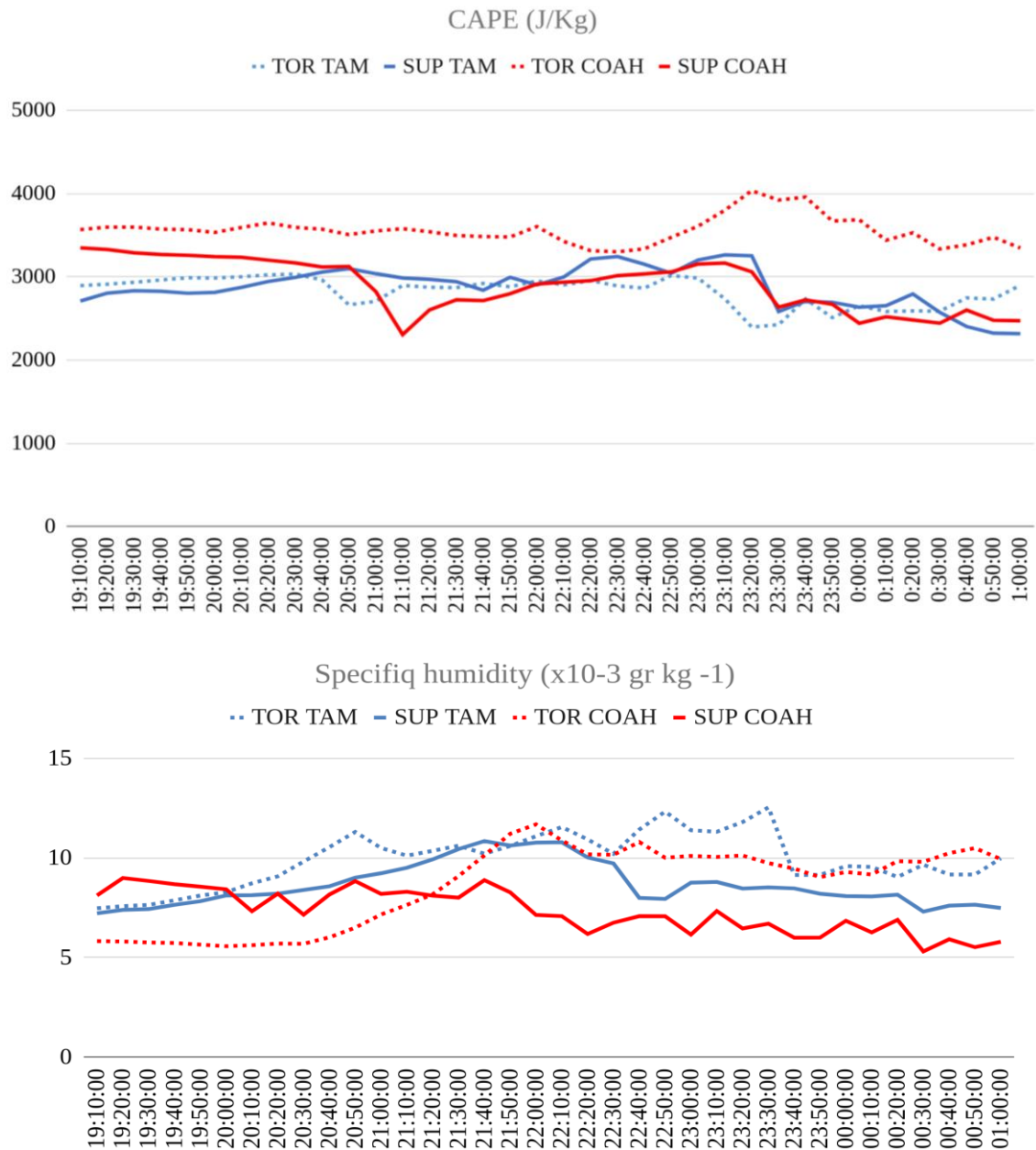


Figura 6. 11. Series de tiempo de la CAPE (J kg^{-1}) (arriba) y de la de la Humedad específica ($\text{x10}^{-3} \text{ gr Kg}^{-1}$) (abajo) simuladas por el modelo WRF-ARW.

6.5 Discusión

El desarrollo de dos superceldas simultáneas alineadas sobre Texas y el noreste de México se reconoce como un evento particular. Los resultados han explorado algunas características básicas de las condiciones meteorológicas de mesoescala y los índices de inestabilidad que surgieron en el contexto de la formación de dos superceldas y tornados. El corte vertical de la reflectividad y la velocidad vertical se aprecia en la Figura 6.12a para la supercelda en Tamaulipas. La línea rosa indica la ubicación del reporte del

tornado. Se observa una capa profunda con precipitación fuerte y posible granizo (colores rojo y rosa) esta capa se extiende hasta los 13 kilómetros con un eco superior a poco más de 14 kilómetros. El modelo muestra sólo algunos movimientos verticales tenues, especialmente una corriente descendente en donde se presenta la precipitación. Y algunos movimientos positivos y negativos dentro de toda la supercelda entre los 6 y los 11 Km. Algo similar sucede con la supercelda en Tamaulipas. Con una región más estrecha de precipitación y posible granizo hasta los 12 km y un eco superior a los 15 Km. Además, se puede observar el desarrollo de un eco débil (BWER), que es la formación de un “gancho” que se forma junto al núcleo más intenso de precipitación (junto a los valores rojos). Este eco indicaría la ubicación de la corriente ascendente en rotación (es decir el mesociclón) en una supercelda muy intensa. Y pudiera confirmarse con el flujo ascendente en el corte vertical (Figura 6.12b).

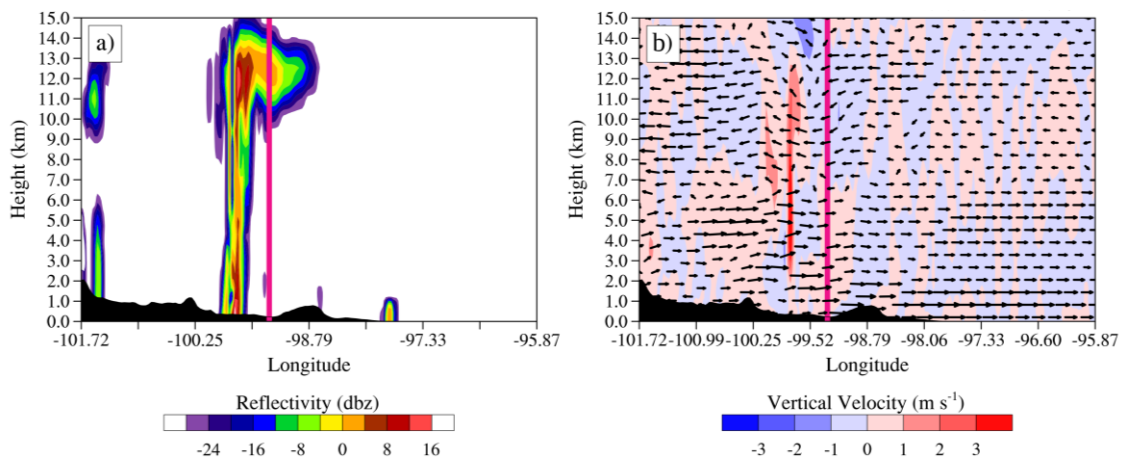


Figura 6. 12. Corte vertical de la reflectividad (dBZ) y velocidad vertical (m s^{-1}) para la supercelda en Tamaulipas simuladas por el modelo WRF-ARW.

Por otro lado, el UTI calculado a la hora en que se reportan los tornados se observa en la Figura 6.13. En ambas simulaciones en índice muestra valores favorables para desarrollo de tornado (> 0.5) en las cercanías en donde fueron reportados. En la simulación de Coahuila, se observan los valores más altos, es decir, con mayor probabilidad de desarrollo de tornado supercelda, por lo que pudiera apoyarse la confirmación de tornado, a pesar de no tener una muestra clara de su desarrollo al reportarse sobre un área no poblada.

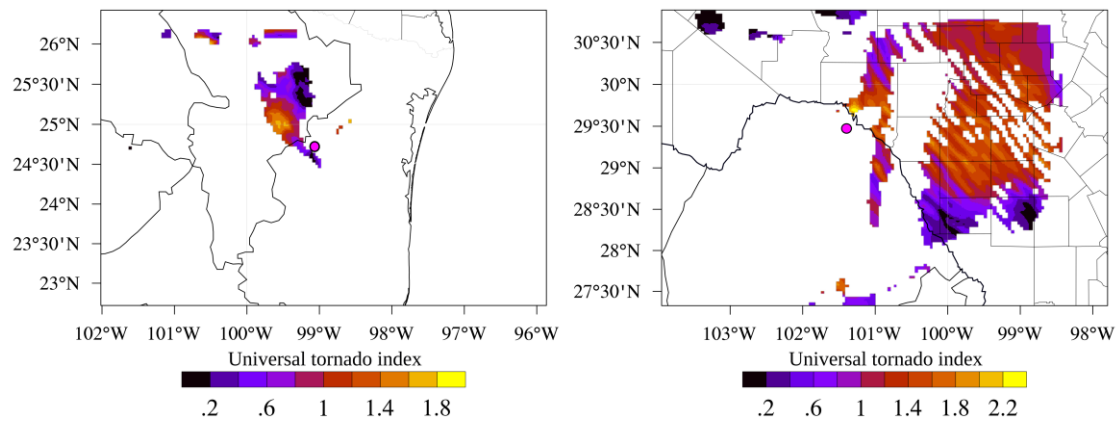


Figura 6. 13. UTI para la supercelda en Coahuila (izquierda) y de Tamaulipas (derecha) simulado por el modelo WRF-ARW. Los puntos rosas indican la ubicación aproximada del tornado en San Carlos, Tamaulipas y la firma de tornado en Coahuila.

6.7 Conclusiones

Se ha reconocido la porción noreste de México como una zona potencialmente generadora de superceldas y tornados de este tipo, por la influencia de la meteorología que desarrolla estas tormentas en Estados Unidos. Aunque el número de tornados supercelda es menor respecto a tornados no supercelda en México, estos tienden a ser muy peligrosos clasificándose en los umbrales más altos de la escala Fujita Mejorada. Es por ello que su investigación y pronóstico debe ser mejorado. En este trabajo se analizaron dos superceldas tornádicas simultáneas. La primera sobre los estados de Tamaulipas y Nuevo León y la segunda entre los límites de Coahuila y Texas; con el desarrollo de un tornado supercelda para la primera y una firma de tornado, detectada por radar, para la segunda. A nivel radar, en la velocidad de base se pudo constatar la rotación de ambas superceldas y su distribución espacial de forma cuasi-lineal. A escala sinóptica, una línea seca y un canal de baja presión delimitaban la distribución de ambas tormentas. Para la supercelda en Tamaulipas se pudo distinguir una U-fría indicando una fuerte DLS del viento que posiblemente sostenía el mesociclón. La modelación numérica de ambas superceldas representó de buena manera la reflectividad, los termodiagramas y la UH que permitió identificar a los mesociclones. Además, parámetros de inestabilidad como CAPE y la humedad específica también fueron bien representados. Se pudieron catalogar a ambas superceldas como de baja precipitación debido a la concentración de precipitación acumulada en áreas pequeñas, así como la distribución espacial de la corriente ascendente, el tornado (o firma) y los valores de precipitación. La simulación de la supercelda en Tamaulipas presentó el desarrollo de un eco débil característico de

superceldas intensas. El índice universal de tornado mostró valores en pro de la tornadogénesis en donde fue reportado el tornado y en el sitio donde el radar detectó la firma de tornado.

Capítulo 7

El fenómeno de Tornado en México

7.1 Discusión

Hace un par de décadas se sugería, en el medio académico, que México no tenía las condiciones climáticas o meteorológicas necesarias para el desarrollo de tornados. Era usual que se idealizara el concepto de tornado como el choque de masas (Schultz et al 2014) con diferentes propiedades dinámicas y termodinámicas que se suscitaba sobre una alguna planicie. Una orografía compleja como la de México por su propiedad friccional significaba una disminución del número de tornados intensos (Karpman et al., 2013) Sin embargo, en la revisión de la historia, se conocía de algunos casos excepcionales. Ciertamente, el primer reporte de tornado en América del Norte se registra en el siglo XVI sobre lo que hoy se conoce como la Ciudad de México. El asegurar que en México no existen tornados no puede estar más alejado de la realidad. Climatologías recientes revelan un promedio de 10, 23 y 44 tornados por año para los periodos 2000–2012, 2000–2020, y 2015–2020, respectivamente (León-Cruz et al., 2022). No obstante, la compilación de diferentes fuentes de datos desde el año 2000 hasta el 2023 (Comisión Interinstitucional para el Análisis de Tornados y Tormentas Severas, 2013; León-Cruz et al., 2022) así como una recopilación propia en esta tesis pueden verse en la Figura 7.1.

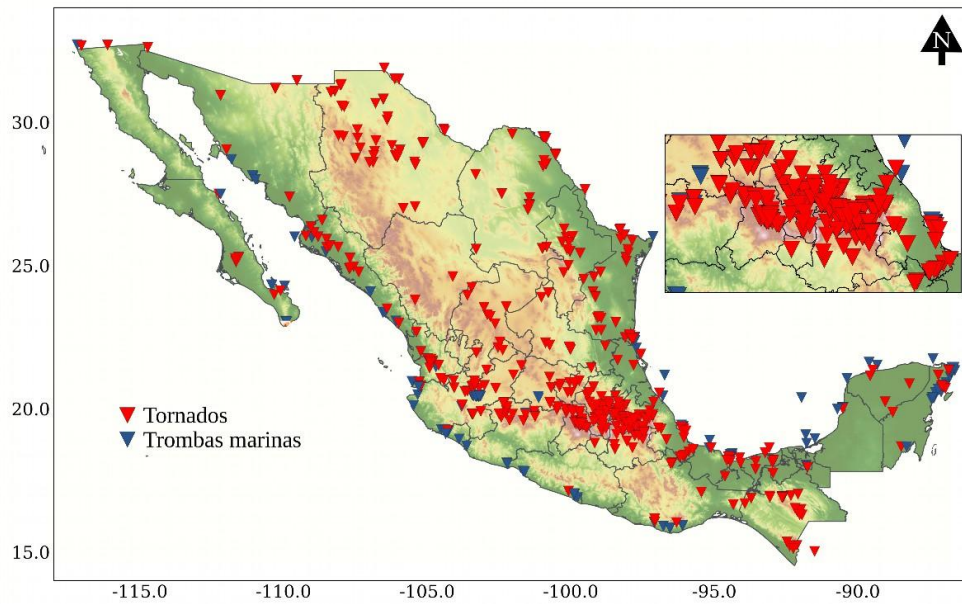


Figura 7. 1. Tornados (rojo) y trombas marinas (azul) que han ocurrido en México durante el periodo 2000-2023. Datos obtenidos de Comisión Interinstitucional para el Análisis de Tornados y Tormentas Severas (2013), León-Cruz et al. (2022) y recopilación propia. Elaboración propia.

La distribución de tornados se ve sesgada sobre la porción central de México. Una zona que se distingue por tener una alta densidad poblacional (Figura 7.2). Es preciso sugerir una relación directamente proporcional entre el número de reportes de tornados y la cantidad de personas que viven en donde ocurren estos tornados. Entre mayor gente exista en un lugar, mayor será la probabilidad de que el fenómeno sea visualizado y reportado. Más aún con el desarrollo tecnológico que se experimentó a partir de los años 2000 (Vilchis Flores & Merritt Tapia, 2024). Se pueden encontrar zonas medianamente pobladas que no cuentan con tantos reportes como en la porción central, además de Chiapas y el Norte de Baja California Norte. Otra premisa es la menor capacidad de contar con dispositivos electrónicos que pudieran captar eventos de tornado como pudiera ser el caso del municipio de Chiapas donde según el Consejo Nacional de Evaluación de la Política de Desarrollo Social (2020) es uno de los más pobres. En Baja California los pocos tornados documentados coinciden con áreas con alta densidad de población. Es necesario analizar las altas concentraciones de tornados en distintas regiones de México desde otra perspectiva.

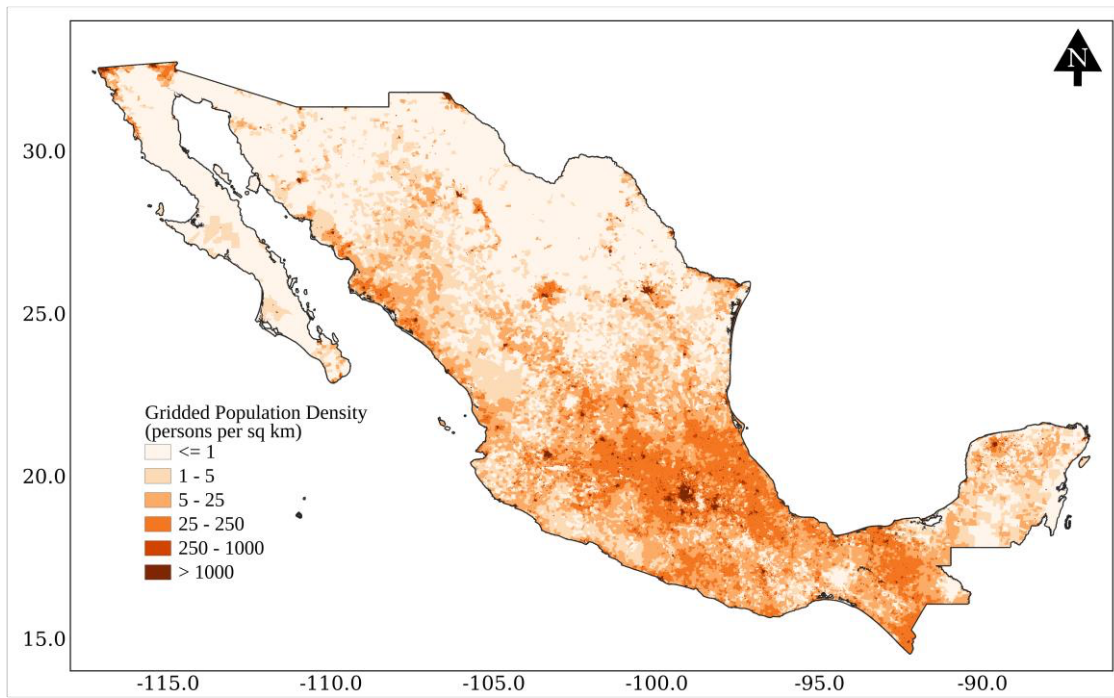


Figura 7. 2. Densidad poblacional en México al año 2020 (CIESIN, 2018). Elaboración propia.

León-Cruz et al. (2019a) proponen, por primera vez, la complejidad orográfica de México como posible mecanismo para el desarrollo de tornados no supercelda. Este trabajo analiza la orografía como canalizador de masas de aire en un caso de eventos de TM. Demostrando que, la orografía juega un papel esencial en la distribución y/o disposición de masas de aire que, en su convergencia, detonan inestabilidad de cizalladura horizontal. Inestabilidad que conduce a la formación de misociclones, requisito indispensable para la génesis de tornados no supercelda (amplificación de vorticidad preexistente). En este mismo contexto, un experimento de modelación numérica con la orografía suavizada, diferente a la establecida durante los cinco tornados en SNBAP el 01 de mayo de 2020, generó un escenario meteorológico distinto. En este, la dinámica de misociclones ciclónicos y anticiclónicos fue muy diferente a la que realmente sucedió, aunque no se descartó que en esta orografía hipotética se pudieran detonar tornados.

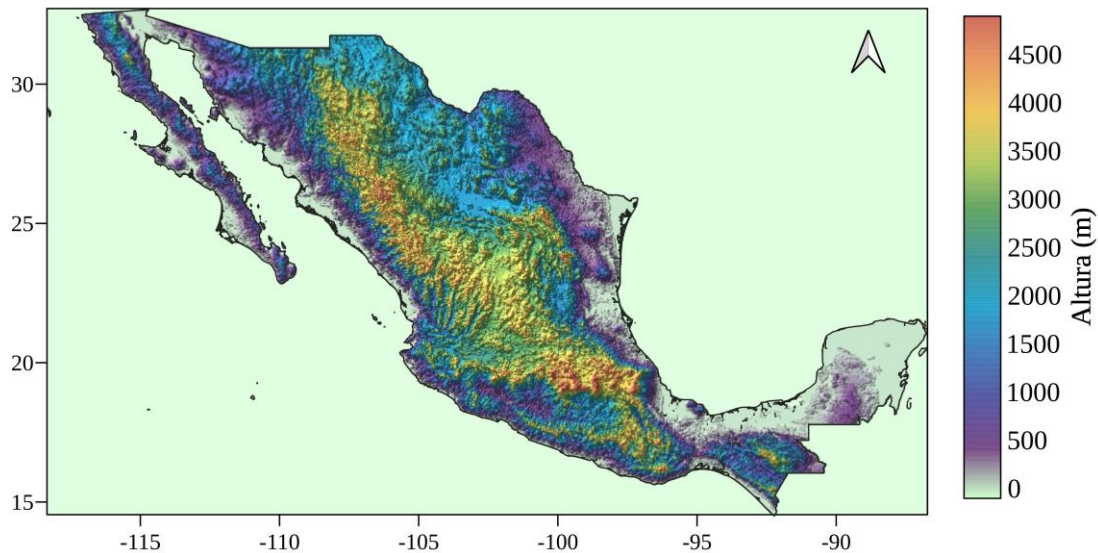


Figura 7. 3. Elevación del terreno de México (m).

Por otro lado, en el estudio de un par de tornados anticiclónicos se pudo verificar que existe una relación directamente proporcional entre la orografía y el viento. Esta correspondencia se refiere a que, cuando un viento atraviesa una barrera orográfica, el viento intentará cruzar por los costados. Al cruzar, en las laderas existirá una reducción de velocidades del viento por efecto de la fricción, y suscitará la formación de vorticidad ciclónica y anticiclónica a los costados de esta barrera orográfica. Así mismo en este estudio, se observó la advección de esta vorticidad de ambos signos, regida por el viento dominante. De esta manera, la génesis de tornados no supercelda, ciclónicos y anticiclónicos, es factible en zonas orográficamente complejas. En este sentido, es interesante notar, que la orografía puede influir desde diferentes perspectivas en la génesis de tornados no supercelda. Sin embargo, es fundamental mencionar, que la orografía no es el principal mecanismo para la formación de tornados de ningún tipo. Deben de conjugarse diferentes parámetros meteorológicos para su formación. En este sentido, sugerimos la relación orografía-viento como un posible generador de vorticidad ciclónica y anticiclónica por igual.

Los cinco TM en SNBAP, fueron un caso extraordinario jamás antes reportado en México. En esta tesis, por la modelación numérica se logró su modelación encontrando tres misociclones en superficie, la inestabilidad de cizalladura que los originó y el inicio de la tormenta convectiva que ayudó al estiramiento de la vorticidad.

El evento en SNBAP, no ha sido el único caso de TM observado en México. Se conocen dos casos más registrados en temporadas y en zonas muy cercanas entre sí. El primer evento de TM del que se tiene registro fue el ocurrido en Hueyotlipan, Tlaxcala el 16 de mayo de 2019, en donde una dupla de tornados se desarrolló en una zona ejidal. El segundo evento de TM ocurre el 20 de abril del 2020 en el municipio de SJCP. El tercer TM acontece 10 días después del segundo, el 01 de mayo del 2020 y a 24 kilómetros de distancia (en línea recta, aproximadamente) sobre SNBAP (analizado en el capítulo 3) (Figura 7.4). Estos tres casos de tornados, tan cercanos entre sí en espacio y tiempo, dejan entrever que en la zona pudiese existir un mecanismo que detone la génesis de TM. Esto sugiere considerar a esta región como una especie de “callejón de TM”. Este hecho tiene implicaciones de riesgo y vulnerabilidad ante la población por el inminente desarrollo de TM.

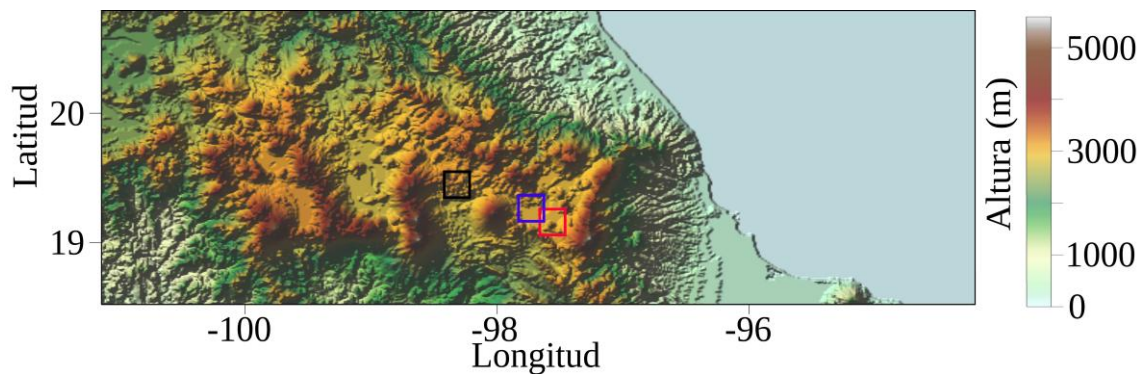


Figura 7. 4. Orografía de la zona de estudio. Los recuadros negro, azul y rojo indican la ubicación aproximada de los TM en Hueyotlipan, Tlaxcala., SJCP y SNBAP, respectivamente. Tomada de Monterde et al. (en prensa).

El índice de vulnerabilidad (TVI) ante tornados publicado por León-Cruz & Castillo-Aja (2022) para el área de ocurrencia de estos tres eventos de TM se muestran en la Figura 7.5a (Monterde et al., en prensa). Se puede observar cómo sobre los municipios afectados por eventos de TM, recaen valores asociados con condiciones intermedias de pobreza y marginación, acceso a servicios médicos y características de la población como la edad y el género. Por otro lado, el índice de exposición se grafica en la Figura 7.5b. Los TM se localizan sobre regiones con exposición media y alta, y en los límites con zonas con niveles de exposición muy altos. Esto se debe a la localización geográfica y la extensión de los territorios. El potencial impacto de TM, pueden afectar áreas urbanas, rurales y zonas agrícolas de mayor vulnerabilidad debido a índices altos de exposición. Este tipo

de análisis es una herramienta útil para los sistemas de protección civil para realizar planes de prevención y gestión del riesgo ante este tipo de fenómeno natural.

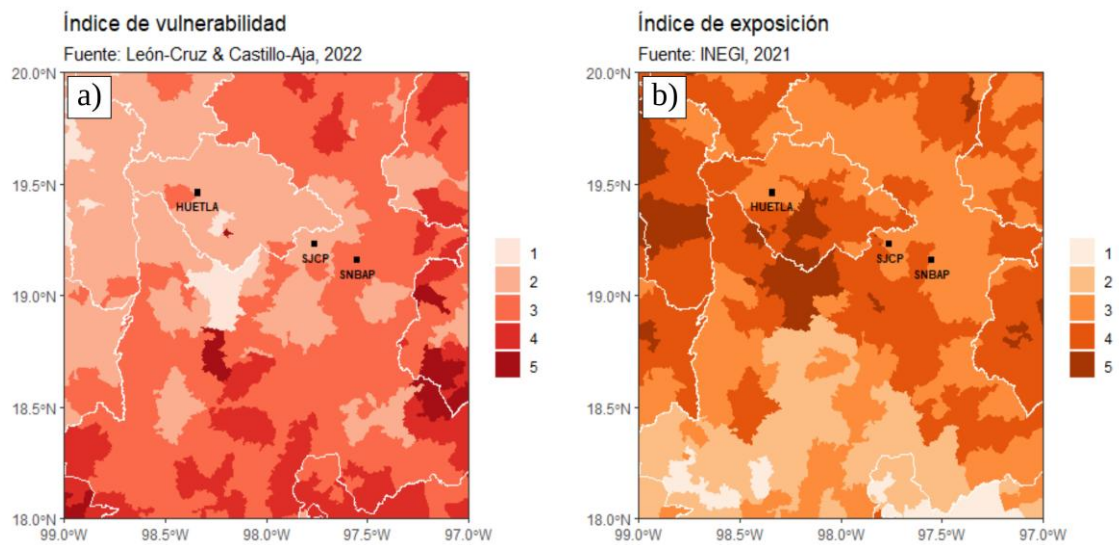


Figura 7. 5. Índice de vulnerabilidad en a) y exposición en b) a nivel municipal para el área de estudio. Los puntos indican la localización de los eventos de TM. Tomada de Monterde et al. (en prensa).

Finalmente, en Estados Unidos, se reporta un promedio de 1230 tornados anuales según su SMN para el periodo 1994-2023 (Storm Prediction Center, 2023). Entre este promedio anual, se reporta el estado de Texas como el estado con mayor incidencia de tornados (135 en promedio anual) (Figura 7.6). Así mismo, el NSSL de la NOAA en su sitio oficial acerca de investigación de tornados menciona que cerca del 20% de los tornados en Estados Unidos están asociados a sistemas convectivos cuasi lineales (QLCS, por sus siglas en inglés), es decir, son de origen no supercelda. En este sentido, se podría contemplar que, de los 135 tornados en promedio originados en Texas, cerca de 108 son de tipo supercelda, un número bastante grande. Es conocido que México tiende a desarrollar tornados supercelda en su región noreste (León-Cruz et al., 2022), hecho vinculado a la misma meteorología bajo la cual se desarrollan las superceldas en el país vecino del norte (Figura 7.7). En este contexto, podríamos sugerir que de los tornados al noreste de la Figura 7.1, los que colindan al estado de Texas, también el 80% son de origen supercelda. Lamentablemente, en México, no hay una base oficial de registro de tornados que compile datos básicos como su hora de desarrollo, ubicación, tipo, escala Fujita mejorada, entre otros. Por lo que la aseveración anterior es únicamente basada en

los datos publicados por Estados Unidos, que si bien, no es un dato concreto, pudiera fungir como un proxy ante la falta de datos.

La revisión de los radares en San Antonio y Brownsville, Texas para analizar el tornado supercelda en San Carlos, Tamaulipas reveló una firma de tornado al norte de Coahuila. La modelación numérica, en adición, reveló a través la helicidad, CAPE, humedad específica, reflectividad y el índice universal de tornados, patrones similares en ambos sitios. Es por ello por lo que, a pesar de no contar con evidencia videográfica del tornado en Coahuila, pudiera confirmarse el tornado al norte de Coahuila.

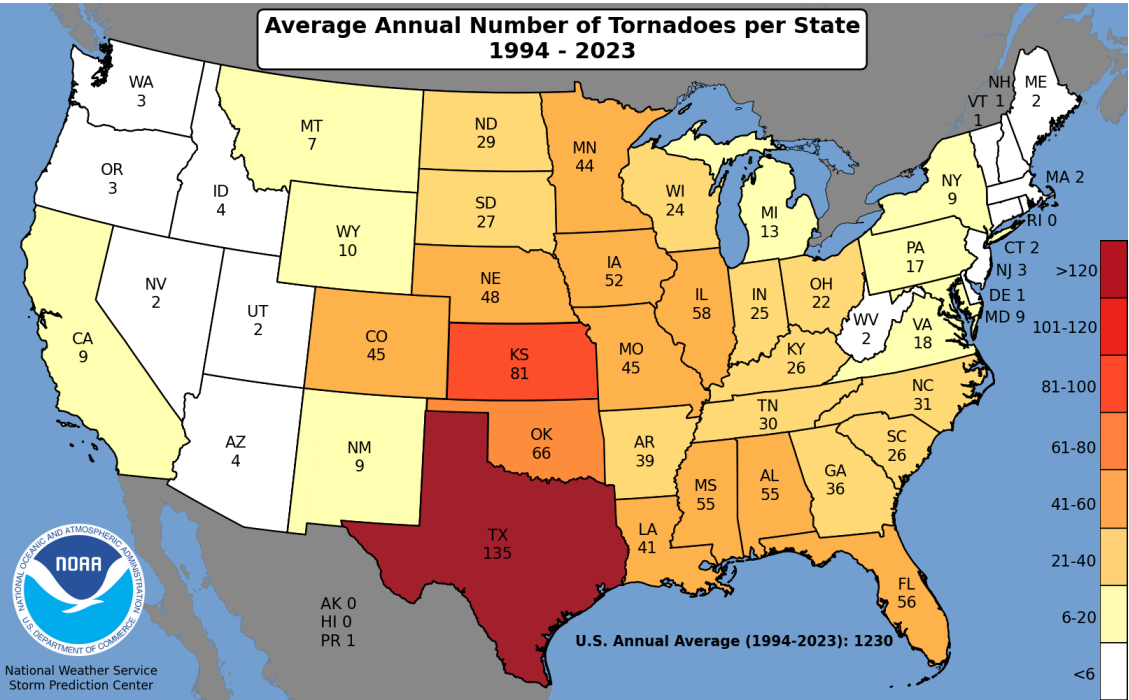


Figura 7. 6. Número promedio anual de tornados por estado en Estados Unidos. Tomada de Storm Prediction Center (2023).

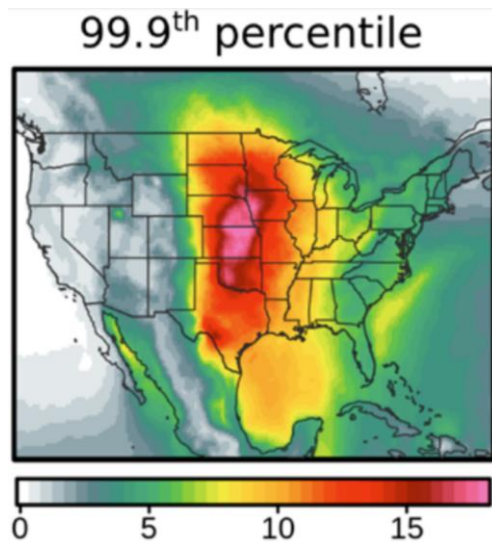


Figura 7. 7. Una climatología de 41 años del percentil 99.9 del Parámetro de Supercelda Compuesto (SCP, por sus siglas en inglés). Tomada de Taszarek et al. (2021).

El fenómeno de tornado por sus características destructivas y peligrosidad debe ser considerado en las instituciones de Protección Civil y debe haber una predicción adecuada de la posible existencia de condiciones meteorológicas favorables a la incidencia de tornados. Para este fin son necesarios aún estudios profundos sobre la meteorología asociada a tornados y trombas de agua en la extremadamente compleja orografía de México. El fenómeno de tornado, un fenómeno peligroso, está presente en nuestro país

7.2 Limitaciones y futuras direcciones

Este trabajo de tesis ha empleado la modelación numérica como recurso principal en la descripción y análisis de la variedad de tornados que se desarrollan en México. Es claro que México carece de una red sólida de instrumentos meteorológicos que apoyen la investigación de estos fenómenos, principalmente por su escala temporal y espacial tan corta. Es visible que la modelación numérica con el modelo WRF-ARW es una herramienta que consigue simular los escenarios meteorológicos durante la formación de tornados, y que incluso, a una resolución de 250 metros logra resolver misociclones. Sin embargo, el modelo es insuficiente para resolver el tornado en sí. Este hecho tiene implicaciones de resoluciones espacio-temporal más finas a las empleadas en este estudio. En realidad, emplear algún otro modelo o incluir simulaciones idealizadas en donde se puedan satisfacer fenómenos de la microescala.

Por otro lado, en esta tesis se denominó a la zona en donde ocurrieron tres casos de TM “Corredor de TM”, y se analizó a detalle el caso SNBAP. Sin embargo, sería interesante conocer, por qué en esta zona se desarrollan TM. ¿Cuál es el común denominador en los tres casos registrados y que no sucede en otras zonas del país? Para personas que comúnmente viajamos por esta zona, sabemos que durante la primavera y el verano es habitual la aparición de “diablitos de polvo”. ¿Tendrán alguna relación con la tornadogénesis múltiple?

El SWN es una herramienta de pronóstico desarrollada para las trombas marinas de Los Grandes Lagos. Los resultados de la aplicación del nomograma en México revelan que, esta herramienta es ineficaz para clasificar un gran número de casos confirmados de trombas marinas. Por lo que se sugiere una modificación al nomograma, a través de la integración de nuevos parámetros, tales como cizalladura del viento, humedad relativa, presión, que a través de un análisis estadístico logren describir la mayoría de las trombas marinas mexicanas. Se propone así, un modelo multivariable que emplee regresión logística para conocer combinaciones típicas durante la formación de trombas marinas.

Los tornados supercelda son un tipo de tornado minoría en México. La reciente investigación propia de tornados en México se ha centrado, principalmente, en los tornados que ocurren en la FVTM y en tornados no supercelda. Si bien se incluyó el caso de dos tornados de superceldas al noreste de México, es necesaria una climatología enfocada en superceldas y tornados superceldas. Este trabajo tiene la intención de incluir la variedad de tornados que se desarrollan en México, se reconoce que hay mucho por explorar acerca de tornados supercelda al noreste del país. Sobre todo, cuando se contempla la orografía compleja sobre los estados de Nuevo León y Coahuila.

Conclusiones

En este trabajo de tesis, se han investigado los tornados: TM, anticiclónicos, trombas marinas y tornados supercelda ciclónicos. La distribución espacial de cada tipo de tornado está bien definida. Los TM se han manifestado en la porción este de la FVTM, entre los límites de Puebla y Tlaxcala. El primer caso documentado en esta tesis se registra en el municipio de Hueyotlipan, Tlaxcala, una dupla de tornados el 16 de mayo del 2019; el segundo caso ocurre el 20 de abril del 2020 cercano a SJCP desarrollándose tres tornados a la vez; el último evento registrado ocurre 10 días después, el 01 de mayo del 2020 y a 24 km de distancia en línea recta en el municipio de SNBAP con un total de cinco tornados girando simultáneamente. Por la cercanía entre cada uno de estos casos, tanto espacial como temporal, se ha propuesto para esta zona, el nombre de: “Corredor de TM”. Este corredor debe ser investigado a profundidad por un posible mecanismo dinámico que detone la génesis de tornados múltiple. Investigaciones previas demostraron que, dentro de la FVTM, existía la particularidad en donde los tornados desarrollaban un giro ciclónico o anticiclónico de manera aleatoria con prácticamente igual probabilidad. Los tornados anticiclónicos documentados ocurren predominantemente en esta zona de México. Las trombas marinas ocurren prácticamente a lo largo de todas las costas del país, incluyendo algunos lagos y lagunas. Los tornados supercelda, por su parte, ocurren al noreste de México influenciados por la dinámica que detona superceldas, tormentas severas y tornados supercelda en el corredor de tornados Alley y Dixie en Estados Unidos.

Durante la formación de tornados en México, a escala sinóptica, se pudo verificar la presencia de distintos fenómenos meteorológicos tales como Frentes fríos, vaguadas, ondas tropicales. Estos fenómenos fueron factores determinantes para la inestabilidad atmosférica y el desarrollo de tormentas convectivas vinculadas a cada uno de los casos de tornados en este estudio.

Debido a la poca disponibilidad de datos in situ, se consideró la simulación numérica con el modelo WRF-ARW como una herramienta eficaz y con suficiente evidencia científica para poder ser implementada en este estudio de tornados. Es así como se modelaron ocho eventos de tornados de todos los tipos antes mencionados. Cada simulación fue evaluada con EMAS y medidas de bondad para evaluar el modelo. Se pudo aseverar que el modelo fue capaz de simular en buena aproximación la meteorología bajo la cual ocurren los tornados en México.

En la simulación de un caso de cinco TM se logró reproducir tres como misociclones, además, se pudo constatar el impacto de la orografía sobre flujos locales que afectan el inicio de la tormenta convectiva que contribuyó a la amplificación de vorticidad en superficie para la consolidación de los TM. Así mismo, se pudo reproducir el ascenso en espiral del aire húmedo mediante modelación de partículas lagrangianas con HYSPLIT.

En los resultados de la modelación de tornados anticiclónicos se verificó que la orografía y vientos de escala local pueden ser fuente de vorticidad ciclónica-anticiclónica y que esta vorticidad puede ser advectada. Debido a que la FVTM contiene más de 5000 estructuras montañosas, esta relación viento-orografía puede favorecer la aleatoriedad en el sentido de rotación de los tornados que se desarrollan en este lugar.

En la climatología de trombas marinas se registraron 103 eventos en el periodo 2010-2022. Por el SWN se evidenció que en México son más comunes las trombas marinas con origen por tormenta eléctrica. A su vez, las nubes vinculadas a las trombas marinas en México muestran un espesor mayor respecto a estudios previos de origen. Se recomienda la modificación del nomograma para que se ajuste a los datos en México y que el nomograma pueda ser empleado como herramienta de pronóstico.

Texas es el estado con mayor reporte de tornados según la climatología de Estados Unidos. Además, de todos los tornados en este país el 80% son de origen supercelda. Se infiere que los tornados reportados en México en las cercanías de Texas, al menos el 80% son igual de tipo supercelda. Esta cifra es primordial considerando los daños que pueden ocasionar este tipo de tornados sobre la población. La simulación numérica de tornados supercelda, en este trabajo de tesis, reveló que las dos superceldas investigadas son clasificadas como de baja precipitación y pudieran ser representativas del tipo de superceldas que se desarrollan en México. Finalmente, ante las similitudes entre ambos experimentos se pudo confirmar el desarrollo del tornado supercelda en Coahuila a pesar de no contar con evidencia videográfica.

Los indicadores sociales muestran que el potencial impacto de TM, pueden afectar áreas urbanas, rurales y zonas agrícolas de mayor vulnerabilidad debido a los altos índices de exposición. Este tipo de análisis se puede convertir en una herramienta muy útil para los sistemas de protección civil municipal para realizar planes de prevención y una adecuada gestión del riesgo a eventos de TM. Los tornados representan un peligro inminente y merecen ser investigados a profundidad.

Referencias

- Afmedios Noticias. (2019). *Tromba marina en Coatzacoalcos, Veracruz deja afectaciones en viviendas y escuelas* [Video recording].
<https://www.facebook.com/afmedios/videos/tromba-marina-en-coatzacoalcos-veracruz-deja-afectaciones-en-viviendas-y-escuela/454482838739220/>
- Agee, E., & Jones, E. (2009). Proposed conceptual taxonomy for proper identification and classification of tornado events. *Weather and Forecasting*, 24(2), 609–617.
<https://doi.org/10.1175/2008WAF2222163.1>
- Agee, E. M. (2014). A revised tornado definition and changes in tornado taxonomy. *Weather and Forecasting*, 29(5), 1256–1258. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-14-00058.1>
- Ahrens, C. D. (2015). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment* (Cengage Learning Canada Inc., Ed.).
- Almanza, C. (1885). *Tempestad en los llanos de Aragón, Villa de Guadalupe. [Pintura al óleo]* [Video recording]. Museo Nacional de Arte INBA.
- American Meteorological Society. (2020). *Tornado - Glossary of Meteorology*.
<https://glossary.ametsoc.org/wiki/Tornado>
- Banacos, P. C., & Schultz, D. M. (2005). The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. *Weather and Forecasting*, 20(3), 351–366. <https://doi.org/10.1175/WAF858.1>
- Baumgardt, D. A., & Cook, K. (2006). Preliminary Evaluation of a Parameter to Forecast Environments Conducive to Non-Mesocyclone Tornadoogenesis. *23rd Conference on Severe Local Storms*.
- Bluestein, H. B. (1985). An observational study of a mesoscale area of convection under weak synoptic-scale forcing. *Monthly Weather Review*, 113(4), 520–538.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<0520:AOSOAM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<0520:AOSOAM>2.0.CO;2)
- Bluestein, H. B. (2013). Severe convective storms and tornadoes: Observations and dynamics. In *Severe Convective Storms and Tornadoes*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-05381-8>
- Bosart, L. F., Seimon, A., LaPenta, K. D., & Dickinson, M. J. (2006). Supercell tornadogenesis over complex terrain: The Great Barrington, Massachusetts, tornado on 29 May 1995. *Weather and Forecasting*, 21(6), 897–922. <https://doi.org/10.1175/WAF957.1>
- Brady, R. H., & Szoke, E. J. (1988). A Case Study of Nonmesocyclone Tornado Development in Northeast Colorado: Similarities to Waterspout Formation. *Monthly Weather Review*, 117, 843–856. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0843:ACSONT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0843:ACSONT>2.0.CO;2)
- Brady, R. H., & Szoke, E. J. (1989). A case study of nonmesocyclone tornado development in Northeast Colorado: Similarities to waterspout formation. *Monthly Weather Review*, 117(4), 843–856. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0843:ACSONT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0843:ACSONT>2.0.CO;2)

- Brooks, H. E., & Wilhelmson, R. B. (1992). Numerical Simulation of a Low-Precipitation Supercell Thunderstorm. *Meteorol. Atmos. Phys*, 49, 3–17.
- Brown, J. M., & Knupp, K. R. (1980). The Iowa Cyclonic-Anticyclonic Tornado Pair and Its Parent Thunderstorm. *Monthly Weather Review*.
- Cao, Z., Cai, H., & Zhang, G. J. (2021). Geographic shift and environment change of U.S. tornado activities in a warming climate. *Atmosphere*, 12(5).
<https://doi.org/10.3390/atmos12050567>
- Carbajal, N., León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan-Vargas, J., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2019a). Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico. *Advances in Meteorology*, 2019. <https://doi.org/10.1155/2019/2763153>
- Carbajal, N., León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan-Vargas, J., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2019b). Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico. *Advances in Meteorology*, 2019, 11.
<https://doi.org/10.1155/2019/2763153>
- Carranza, E. (2019). *elsalvador.com: Doble tornado se forma y sorprende en México*.
<https://historico.elsalvador.com/historico/603560/doble-tornado-se-forma-y-sorprende-en-mexico.html>
- Caruso, J. M., & Davies, J. M. (2005). Tornadoes in Nonmesocyclone Environments with Pre-existing Vertical Vorticity along Convergence Boundaries. *Electronic Journal of Operational Meteorology*.
- Ceac Protección Civil. (2019). *Tromba marina captada esta mañana por la tripulación AGUABUS 3 cerca del malecón de Coatzacoalcos*.
<https://www.facebook.com/cepm.civil/videos/366065564041887/?vh=e&mibextid=WC7FNe&rdid=GgcqVCgdHEcvnD3A#>
- Chen, F., & Dudhia, J. (2001). Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569–585. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2)
- Çınaroğlu, E., & Unutulmaz, O. (2019). A data mining application of local weather forecast for Kayseri Erkilet Airport. *Politeknik Dergisi*, 22(1), 103–113.
https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Çınaroğlu+y+Unutulmaz%2C+2019&btnG=#d=gs_cit&t=1744657625862&u=%2Fschola...
- Clark, A. J., Gao, J., Marsh, P. T., Smith, T., Kain, J. S., Correia, J., Xue, M., & Kong, F. (2013). Tornado Pathlength Forecasts from 2010 to 2011 Using Ensemble Updraft Helicity. *Weather and Forecasting*, 28(2), 387–407. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00038.1>
- Clark, M., & Smart, D. (2016). Supercell and Non-supercell Tornadoes in the United Kingdom and Ireland. In R. K. Doe (Ed.), *Extreme Weather: Forty Years of the Tornado and Storm Research Organisation (TORRO)* (pp. 31–59). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118949986.CH3>

- Comisión Interinstitucional para el Análisis de Tornados y Tormentas Severas. (2013). *Tornados que han ocurrido en la República Mexicana a partir del 2000 al 2013*. <https://ciatts.ciesas.edu.mx/mapa3.html>
- Consejo Nacional de Evaluación de la Política de Desarrollo Social. (2020). *Pobreza en México*. <https://www.coneval.org.mx/Medicion/Paginas/PobrezaInicio.aspx>
- Das, M. K., Das, S., Chowdhury, M. A. M., & Karmakar, S. (2016). Simulation of tornado over Brahmanbaria on 22 March 2013 using Doppler weather radar and WRF model. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(5), 1577–1599. <https://doi.org/10.1080/19475705.2015.1115432>
- Davies, J. M. (2006a). Tornadoes in Environments with Small Helicity and/or High LCL Heights. *Weather and Forecasting*, 21, 579–594.
- Davies, J. M. (2006b). Tornadoes in environments with small helicity and/or high LCL heights. *Weather and Forecasting*, 21(4), 579–594. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/WAF928.1>
- Davies-Jones, R. (2015). A review of supercell and tornado dynamics. *Atmospheric Research*, 158–159, 274–291. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.04.007>
- Devanas, A., & Stefanova, L. (2018). Statistical prediction of waterspout probability for the Florida keys. *Weather and Forecasting*, 33(2), 389–410. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0100.1>
- Dixon, P. G., Mercer, A. E., Choi, J., & Allen, J. S. (2011). Tornado risk analysis: Is dixie alley an extension of Tornado alley. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 433–441. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3102.1>
- Doswell, C. A., & Burgess, D. W. (1993). Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. In C. Church, D. Burgees, C. Doswell, & R. Davies-Jone (Eds.), *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards* (Vol. 79, pp. 161–172). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM079p0161>
- Doswell III, C. A., & Evans, J. S. (2003). Proximity sounding analysis for derechos and supercells: An assessment of similarities and differences. *Atmospheric Research*, 67–68, 117–133. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00047-4)
- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1998). An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4), 295–308. https://www.researchgate.net/publication/239061109_An_overview_of_the_HYSPLIT_4_modelling_system_for_trajectories
- Dudhia, J. (1989). Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 3077–3107. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)
- Environment and Climate Change Canada. (2021). *Canadian National Tornado Database: Verified Tracks (1980-2009) - Public GIS EN*. <https://open.canada.ca/data/en/dataset/65658050-7a80-4da3-9a09-da137c203a34>

- Fujita, T. T. (1971). *Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity* (No. NASA-CR-125545).
- Fujita, T. T. (1977). Anticyclonic Tornadoes. *Weatherwise*, 30(2), 51–64.
<https://doi.org/10.1080/00431672.1977.9931796>
- Fujita, T. T. (1992). Mystery of Severe Storms Fujita - Google Académico. *WRL Research Paper*, 239.
- Gagan, J. P., Gerard, A., & Gordon, J. (2010). A historical and statistical comparison of “Tornado Alley” to “Dixie Alley.” *National Weather Digest*, 34.
<http://quickfacts.census.gov/qfd/index.html>].
- Giaiotti, D. B., Giovannoni, M., Pucillo, A., & Stel, F. (2007). The climatology of tornadoes and waterspouts in Italy. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 534–541.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.10.020>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana VoluMen conMeMoratiVo del centenario teMaS SelectoS de la Geología Mexicana toMo IVii, núM Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 227–283. [http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v57n3/1405-3322-bsgm-57-03-227-s1.pdf%0Ahttp://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-3/\(2\)Gomez.pdf](http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v57n3/1405-3322-bsgm-57-03-227-s1.pdf%0Ahttp://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-3/(2)Gomez.pdf)
- Grupo Reforma. (2020). *Captan tornado en San Carlos, Tamaulipas*.
<https://www.reforma.com/captan-tornado-en-san-carlos-tamaulipas/ar1950450>
- Hanesiak, J., Taszarek, M., Walker, D., Chun-Chih, W., & Betancourt, D. (2024). ERA5-Based Significant Tornado Environments in Canada Between 1980 and 2020. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(8). <https://doi.org/10.1029/2023JD040614>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Thépaut, J. N. (2018a). ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3s) Climate Data Store (Cds)*, 10.
<https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Thépaut, J. N. (2018b). ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3s) Climate Data Store (Cds)*. <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049.
- Hong, S. Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318–2341.
<https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
- Houze, R. A. (2014). *Cloud dynamics*. Academic Press.

- Imai, R., & Takahashi, N. (2022). Analysis of the Three-Dimensional Structure of the Misocyclones Generating Waterspouts Observed by Phased Array Weather Radar: Case Study on 15 May 2017 in Okinawa Prefecture, Japan. *Remote Sensing*, 14(21). <https://doi.org/10.3390/rs14215293>
- infobae. (2019). *Las imágenes de la enorme tromba marina que sorprendió en Coatzacoalcos, Veracruz*. <https://www.infobae.com/america/mexico/2019/08/08/una-enorme-tromba-marina-sorprendio-a-los-turistas-en-coatzacoalcos-veracruz/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2005). *Uso del suelo y vegetación escala 1:250000, serie VI (continuo nacional)*.
- International Centre for Waterspout Research. (2023). *World Waterspout Count*. <https://www.icwr.ca>
- Ivanov. (2016). Tornado climatology of Bulgaria. *Monthly Weather Review*, 142(6), 2345–2352. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00364.1>
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., & Guevara, E. (2008). *Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT)*. <https://srtm.csi.cgiar.org/>
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 43, 170–181. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)
- Kain, J. S., Weiss, S. J., Bright, D. R., Baldwin, M. E., Levit, J. J., Carbin, G. W., Schwartz, C. S., Weisman, M. L., Droegemeier, K. K., Weber, D. B., & Thomas, K. W. (2008). Some Practical Considerations Regarding Horizontal Resolution in the First Generation of Operational Convection-Allowing NWP. *Weather and Forecasting*, 23(5), 931–952. <https://doi.org/10.1175/WAF2007106.1>
- Kalmykova, O. V. (2023). Waterspouts in Russia and around the World: Climatology and Conditions of Formation. *Izvestiya - Atmospheric and Ocean Physics*, 59(4), 363–377. <https://doi.org/10.1134/S0001433823040102>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collin, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., ... Dennis Joseph. (2018). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In *Renewable energy*. <https://doi.org/10.4324/9781315793245/renewable-energy?refId=ebc1120a-4b35-415a-8993-04f9ee10a65c&context=ubx>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, + W, Higgins, + W, Janowiak, + J, Mo, + K C, Ropelewski, + C, Wang, + J, Leetmaa, + A, ... Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 437–472.
- Karpman, D., Ferreira, M. A., & Wikle, C. K. (2013). A point process model for tornado report climatology. *Stat*, 2, 1–8.

https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=A+point+process+model+for+tornado+report+climatology&btnG=#d=gs_cit&t=17446642...

- Knapp, K. R. (2017). *Gridded Satellite GOES (GridSat-GOES) East and West Full Disk and CONUS Coverage, Version 1*. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5HM56GM>
- Kosiba, K. A., Robinson, P., Chan, P. W., & Wurman, J. (2014). Wind field of a nonmesocyclone anticyclonic tornado crossing the Hong Kong International Airport. *Advances in Meteorology*, 2014. <https://doi.org/10.1155/2014/597378>
- Lane, J. D., & Moore, P. D. (2006). *Observations of a non-supercell tornadic thunderstorm from a terminal doppler weather radar*.
- Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (1997a). The Numerical Simulation of Non-Supercell Tornadogenesis. Part I: Initiation and Evolution of Pretornadic Mesocyclone Circulations along a Dry Outflow Boundary. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(1), 32–60. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0032:TNSONS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0032:TNSONS>2.0.CO;2)
- Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (1997b). The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: Evolution of a family of tornadoes along a weak outflow boundary. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(19), 2387–2415. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<2387:TNSONT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<2387:TNSONT>2.0.CO;2)
- León-Cruz, J. F. (2025). Tornadic environments in Mexico. *Atmospheric Research*, 315. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2025.107916>
- León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2019a). The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico. *Natural Hazards*, 97(1), 335–353. <https://doi.org/10.1007/s11069-019-03647-8>
- León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2019b). The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico. *Natural Hazards*, 97(1), 335–353. <https://doi.org/10.1007/s11069-019-03647-8>
- León-Cruz, J. F., & Castillo-Aja, R. (2022). A GIS-based approach for tornado risk assessment in Mexico. *Natural Hazards*. <https://doi.org/10.1007/S11069-022-05438-0>
- León-Cruz, J. F., Henken-Carbajal, C., Carbajal, N., & Fischer, J. (2021). Spatio-temporal distribution of deep convection observed along the trans-mexican volcanic belt. *Remote Sensing*, 13(6). <https://doi.org/10.3390/rs13061215>
- León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., & Carbajal, N. (2022). Tornado climatology and potentially severe convective environments in Mexico. *Climate Research*, 87, 147–165. <https://doi.org/10.3354/CR01692>
- Litta, A. J., Mohanty, U. C., & Bhan, S. C. (2010). Numerical simulation of a tornado over Ludhiana (India) using WRF-NMM model. *Meteorological Applications*, 17(1), 64–75. <https://doi.org/10.1002/met.162>

- Litta, A. J., Mohanty, U. C., Prasad, S. K., Mohapatra, M., Tyagi, A., & Sahu, S. C. (2012). Simulation of tornado over Orissa (India) on March 31, 2009, using WRF-NMM model. *Natural Hazards*, 61(3), 1219–1242. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9979-1>
- López Quiroz, M., Loranca Domínguez, Y., Zavala Fajardo, A. G., Gómez Camacho, J., Farias Nuñez, O. A., López Trujillo, J. A., Reyna López, H., & Lunagomez Cruz, D. P. (2023). *Reporte del Clima en México*.
- López Quiroz, M., Loranca Domínguez, Y., Zavala Fajardo, A. G., Martínez Melgarejo, A. E., Gómez Camacho, J., Farias Nuñez, O. A., Olmos Caballero, V. I., & López Trujillo, J. A. (2022). *Reporte del Clima en México*.
- Maas, M., Supinie, T., Berrington, A., Emmerson, S., Aidala, A., & Gavan, M. (2024). The Tornado Archive: Compiling and Visualizing a Worldwide, Digitized Tornado Database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 105(7), E1137–E1152. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-23-0123.1>
- Macías, J. M., & Avendaño, A. (2014). Climatología de tornados en México. *Investigaciones Geográficas*, 83(83), 74–87. <https://doi.org/10.14350/RIG.35726>
- Macías Medrano, J. M. (2001). *Descubriendo tornados. El caso del tornado de Tzintzuntzan*. CIESAS.
- Maldonado, T., Amador, J. A., Rivera, E. R., Hidalgo, H. G., & Alfaro, E. J. (2020). Examination of WRF-ARW experiments using different planetary boundary layer parameterizations to study the rapid intensification and trajectory of Hurricane Otto (2016). *Atmosphere*, 11(12), 1–18. <https://doi.org/10.3390/atmos11121317>
- Marín, J. C., Barrett, B. S., & Pozo, D. (2021). The tornadoes of 30–31 May 2019 in south-Central Chile: Sensitivity to topography and SST. *Atmospheric Research*, 249, 105301. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2020.105301>
- Markowski, P. M., & Dotzek, N. (2011). A numerical study of the effects of orography on supercells. *Atmospheric Research*, 100(4), 457–478. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.12.027>
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes* (Vol. 2). John Wiley & Sons.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2013). How to Make a Tornado. *Weatherwise*, 66(4), 12–19. <https://doi.org/10.1080/00431672.2013.800413>
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2014). What we know and don't know about tornado formation. *Physics Today*, 67(9), 26–31. <https://doi.org/10.1063/PT.3.2514>
- Matsangouras, I. T., Nastos, P. T., Bluestein, H. B., Pytharoulis, I., Papachristopoulou, K., & Miglietta, M. M. (2017). Analysis of waterspout environmental conditions and of parent-storm behaviour based on satellite data over the southern Aegean Sea of Greece. *International Journal of Climatology*, 37(2), 1022–1039. <https://doi.org/10.1002/joc.4757>

- Matsangouras, I. T., Pytharoulis, I., & Nastos, P. T. (2014). Numerical modeling and analysis of the effect of complex Greek topography on tornadogenesis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(7), 1905–1919. <https://doi.org/10.5194/NHESS-14-1905-2014>
- McCann, D. W. (1983). The Enhanced-V: A Satellite Observable Severe Storm Signature. *Monthly Weather Review*, 111, 887–894.
- McGinley, J. (1986). Nowcasting mesoscale phenomena. In MA: American Meteorological Society (Ed.), *Mesoscale Meteorology and Forecasting* (pp. 657–688). American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1007/978-1-935704-20-1>
- Mierzwiak, M., Kroszczyński, K., & Araszkiewicz, A. (2023). WRF Parameterizations of Short-Term Solar Radiation Forecasts for Cold Fronts in Central and Eastern Europe. *Energies*, 16(13). <https://doi.org/10.3390/en16135136>
- Miglietta, M. M. (2019). Waterspouts: a review. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*.
- Miglietta, M. M., Arai, K., Kusunoki, K., Inoue, H., Adachi, T., & Niino, H. (2020). Observational analysis of two waterspouts in northwestern Italy using an OPERA Doppler radar. *Atmospheric Research*, 234, 104692. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2019.104692>
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Monterde, D. (2020). *Modelación numérica de tornados en la orografía compleja de la Faja Volcánica Transmexicana*.
- Monterde, D., Carbajal, N., Pineda-Martínez, L. F., & León-Cruz, J. F. (2023). Analysis of a multiple non-supercell tornado event in Mexico. *Atmospheric Research*, 293.
- Monterde, D., Pineda-Martínez, L. F., León-Cruz, J. F., & Carbajal, N. (en prensa). Riesgo por eventos de tornados múltiples en el centro de México. In *Objetivos de Desarrollo Sostenible: Acciones por el clima y la resiliencia*.
- Montoya Escobedo, C. W. (2020). *Captan tornado en San Carlos, Tamaulipas*. <https://889noticias.mx/noticias/captan-tornado-en-san-carlos-tamaulipas/>
- Moore, J. T., & Elkins, H. A. (1985). A Synoptic Analysis of the 6-7 May 1975 Omaha Tornado Outbreak. *National Weather Digest*, 10(1), 39–56.
- Morrone, J. J., Escalante, T., & Rodríguez-Tapia, G. (2017). Mexican biogeographic provinces: Map and shapefiles. In *Zootaxa* (Vol. 4277, Issue 2, pp. 277–279). Magnolia Press. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.4277.2.8>
- National Center for Atmospheric Research. (2009). *WRF Model Users' Page*. <https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>

- National Centers for Environmental Information. (2022). *Storm Events Database*.
<https://www.ncdc.noaa.gov/stormevents/>.
- Nava Briones, R. (2016). *Deja tornado destrozos en su paso por Chiautempan y Contla*.
<https://www.e-tlaxcala.mx/nota/2016-05-27/tlaxcala/deja-tornado-destrozos-en-su-paso-por-chiautempan-y-contla>
- NCEP. (2015). *National Centers for Environmental Prediction GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids*. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.
<https://doi.org/10.5065/D65Q4T4Z>
- Nieves, A. (2017). *Familia graba tornado que les cae encima en Ezequiel Montes*.
<https://www.periodicodebatepolitico.com.mx/familia-graba-tornado-que-les-cae-encima-en-ezequiel-montes/>
- Niino, H., Fujitani, T., & Watanabe, N. (1997). A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993. *Journal of Climate*, 10(7), 1730–1752.
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1730:ASSOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1730:ASSOTA>2.0.CO;2)
- NMas. (2019). *Captan tromba marina frente a Coatzacoalcos, Veracruz*.
<https://www.nmas.com.mx/foro-tv/programas/paralelo-23/videos/captan-tromba-marina-frente-coatzacoalcos-veracruz/>
- NOAA National Severe Storms Laboratory. (2012). *Tornado Detection*.
<https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/tornadoes/detection/>
- Pascual Ramírez, R., López Quiroz, M., Chablé Pech, L. A., Espejo Madrigal, A. Z., Loranca Domínguez, Y., Ledesma Ledesma, J. I., & Quintero Vallejo, E. Y. (2019). *Reporte del Clima en México*.
- Pascual Ramírez, R., López Quiroz, M., Chablé Pech, L. A., Loranca Domínguez, Y., Ledesma Ledesma, J. I., Zavala Fajardo, A. G., & Martínez Melgarejo, A. E. (2020a). *Reporte del Clima en México*.
- Pascual Ramírez, R., López Quiroz, M., Chablé Pech, L. A., Loranca Domínguez, Y., Ledesma Ledesma, J. I., Zavala Fajardo, A. G., & Martínez Melgarejo, A. E. (2020b). *Reporte del Clima en México Abril 2020*. www.conagua.gob.mx
- Pascual Ramírez, R., López Quiroz, M., Loranca Domínguez, Y., Ledesma Ledesma, J. I., Zavala Fajardo, A. G., Martínez Melgarejo, A. E., & Gómez Camacho, J. (2021). *Reporte del Clima en México*.
- Pascual Ramírez, R., López Quiroz, M., Martínez Sánchez, J. N., Chablé Pech, L. A., Espejo Madrigal, A. Z., & Ledesma Ledesma, J. I. (2018). *Reporte del Clima en México*.
- Payán Quinto, O. (2020). *METEORED: Se registran hasta cinco tornados en Puebla*.
<https://www.meteored.mx/noticias/actualidad/se-registran-hasta-cinco-tornados-en-puebla.html>
- Perry, A., & Reynolds, D. (1993). Tornadoes: The Most Violent of all Atmospheric Phenomena. *Geography*, 78(2), 174–178. <https://doi.org/10.1080/20436564.1993.12220552>

- Peyraud, L. (2013). Analysis of the 18 July 2005 tornadic supercell over the Lake Geneva region. *Weather and Forecasting*, 28(6), 1524–1551. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00022.1>
- Polyánszky, Z., & Bondor, G. (2011). *Non-mesocyclone Tornadoes*.
- Ramírez, A. (2020). *MTP Noticias: ¡Impresionantes! Reportan ‘tornados’ en San José Chiapa, Puebla (FOTOS y VIDEO)*. <https://mtpnoticias.com/destacadas/impresionantes-reportan-tornados-en-san-jose-chiapa-puebla-fotos-y-video/>
- Ramírez-López, A. K., Carbajal, N., Pineda-Martínez, L. F., & Tuxpan-Vargas, J. (2023). Cloud climatology of northwestern Mexico based on MODIS data. *European Journal of Remote Sensing*, 56(1). <https://doi.org/10.1080/22797254.2023.2278066>
- Renko, T., Kuzmić, J., Šoljan, V., & Mahović, N. S. (2016). Waterspouts in the Eastern Adriatic from 2001 to 2013. *Natural Hazards*, 82(1), 441–470. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2192-5>
- Rivera, S. (2018). *Análisis del uso de suelo y vegetación en México entre 1968 y 2011 para su uso en un modelo de pronóstico meteorológico*.
- Roberts, R. D., & Wilson, J. W. (1995). The Genesis of Three Nonsupercell Tornadoes Observed with Dual-Doppler Radar. In *Monthly Weather Review* (Vol. 123, Issue 12, pp. 3408–3436). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<3408:tgotnt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3408:tgotnt>2.0.co;2)
- Rodríguez, O., & Bech, J. (2021). Tornadic environments in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands on ERA5 reanalysis. *International Journal of Climatology*, 41, E1959–E1979.
- Rodríguez, O., Bech, J., Arús, J., Castán, S., Figuerola, F., & Rigo, T. (2021). An overview of tornado and waterspout events in Catalonia (2000–2019). *Atmospheric Research*, 250, 105415. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2020.105415>
- Schmit, T. J., Lindstrom, S. S., Gerth, J. J., & Gunshor, M. M. (2018). Applications of the 16 spectral bands on the Advanced Baseline Imager (ABI). *Journal of Operational Meteorology*, 06(04), 33–46. <https://doi.org/10.1519/nwajom.2018.0604>
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2018). *Océanos y mares de México*. <https://www.gob.mx/semarnat/articulos/oceanos-y-mares-de-mexico>
- Sessa, M. F., & Trapp, R. J. (2023). Environmental and Radar-Derived Predictors of Tornado Intensity within Ongoing Convective Storms. *Journal of Operational Meteorology*, 11. <https://doi.org/10.1519/nwajom.20>
- Setvák, M., & Rabin, R. M. (2005). MSG Observations of Deep Convective Storms. *Meteorological Satellite*, 460–466.
- Sioutas, M., Szilagyi, W., & Keul, A. (2013). Waterspout outbreaks over areas of Europe and North America: Environment and predictability. *Atmospheric Research*, 123, 167–179. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2012.09.013>

- Sioutas, M. V., & Keul, A. G. (2007). Waterspouts of the Adriatic, Ionian and Aegean Sea and their meteorological environment. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 542–557. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.08.009>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., & Huang, X.-Y. (2019). *A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.1*. <https://doi.org/10.5065/1DFH-6P97>
- Snider, C. R. (1976). An anticyclonic tornado. *Monthly Weather Review*, 104, 1–2.
- Sobash, R. A., Romine, G. S., Schwartz, C. S., Gagne, D. J., & Weisman, M. L. (2016). Explicit forecasts of low-level rotation from convection-allowing models for next-day tornado prediction. *Weather and Forecasting*, 31(5), 1591–1614. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0073.1>
- Solbakken, K., Birkelund, Y., & Samuelsen, E. M. (2021). Evaluation of surface wind using WRF in complex terrain: Atmospheric input data and grid spacing. *Environmental Modelling and Software*, 145. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105182>
- Spiridonov, V., Ćurić, M., Velinov, G., & Jakimovski, B. (2021). Numerical simulation of a violent supercell tornado over Vienna airport initialized and initiated with a cloud model. *Atmospheric Research*, 261. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105758>
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
- Steinacker, R. (2007). Dynamical Aspects of Topography: The Role of Obstacles. In *Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects* (pp. 57–73). Vienna: Springer Vienna.
- Storm Prediction Center. (2023). *Annual Averages: Tornadoes by State*. <https://www.spc.noaa.gov/wcm/>
- Storm Prediction Center. (2024). *La escala Fujita mejorada (escala EF)*. <https://www.spc.noaa.gov/efscale/>
- Sun, Z., Xue, M., Zhu, K., & Zhou, B. (2019). Prediction of an EF4 supercell tornado in Funing, China: Resolution dependency of simulated tornadoes and their structures. *Atmospheric Research*, 229, 175–189. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.06.019>
- Szilagyi, W. (2009). A WATERSPOUT FORECASTING TECHNIQUE. *5h European Conference on Severe Storm*, 12–16.
- T. Noda, A., & Niino, H. (2005). Genesis and Structure of a Major Tornado in a Numerically-Simulated Supercell Storm: Importance of Vertical Vorticity in a Gust Front. *Sola*, 1, 5–8. <https://doi.org/10.2151/sola.2005-002>
- Taszarek, M., Allen, J. T., Brooks, H. E., Pilguy, N., & Czernecki, B. (2021). Differing trends in United States and European Severe Thunderstorm Environments in a Warming Climate.

- Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(2), E296–E322.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0004.1>
- Taszarek, M., & Kolendowicz, L. (2013). Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornado Index. *Atmospheric Research*, 134, 186–197.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.07.016>
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., & Hall, W. D. (2008). Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12), 5095–5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>
- Tyrrell, J. G. (2009). A tornado with anticyclonic rotation at clooncan, co. mayo. *Biology and Environment*, 109(1), 1–10. <https://doi.org/10.3318/BIOE.2009.109.1.1>
- van Zomeren, J., & van Delden, A. (2007). Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 435–445.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.08.015>
- Vilchis Flores, J. C., & Merritt Tapia, H. (2024). El papel del Estado en el desarrollo Científico y Tecnológico de México. *Problemas Del Desarrollo. Revista Latinoamericana de Economía*, 55(219), 85–112. <https://doi.org/10.22201/iiec.20078951e.2024.219.70211>
- Wakimoto, R. M., & Wilson, J. W. (1989). Non-supercell tornadoes. In *Monthly Weather Review* (Vol. 117, Issue 6, pp. 1113–1140). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1113:NST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1113:NST>2.0.CO;2)
- Wang, X., Zhang, B., Zhang, Z., Tian, L., Kunstmann, H., & He, C. (2023). Identifying spatiotemporal propagation of droughts in the agro-pastoral ecotone of northern China with long-term WRF simulations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 336.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2023.109474>
- Weiss, J. D., & Zeitler, J. W. (2008). *SUPERCCELLS OF THE SERRANIAS DEL BURRO*.
- Wicker, L. J., & Wilhelmson, R. B. (1995). Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, 2675–2703. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<2675:SAAOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<2675:SAAOTD>2.0.CO;2)
- World Meteorological Organization. (2024). *Global Telecommunication System (GTS)*.
<https://community.wmo.int/en/activity-areas/global-telecommunication-system-gts>
- Wurman, J., Richardson, Y., Alexander, C., Weygandt, S., & Zhang, P. F. (2007). Dual-Doppler analysis of winds and vorticity budget terms near a tornado. *Monthly Weather Review*, 135(6), 2392–2405. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/MWR3404.1>
- Yau, M. K., & Rogers, R. R. (1996). *A First Course in Cloud Physics*. Elsevier.
- Zeeb, A. W., Ashley, W. S., Haberlie, A. M., Gensini, V. A., & Michaelis, A. C. (2024). Supercell precipitation contribution to the United States hydroclimate. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.8395>

- Zhou, C., Zhou, H., Hopke, P. K., & Holsen, T. M. (2024, February 1). *HYSPLIT*. Atmosphere; Multidisciplinary Digital Publishing Institute (MDPI).
<https://doi.org/10.3390/atmos15020176>
- Zhou, R., Meng, Z., & Bai, L. (2020). Tornado database in China (2007–2016). *Peking University Open Research Data Platform*.

Anexo

Productos de investigación



Monterde, D., Carbajal, N., Pineda-Martínez, L. F., & León-Cruz, J. F. (2023). Analysis of a multiple non-supercell tornado event in Mexico. *Atmospheric Research*, 293, 106916.



LETTER

OPEN ACCESS

RECEIVED

11 October 2024

REVISED

13 January 2025

ACCEPTED FOR PUBLICATION

30 January 2025

PUBLISHED

7 February 2025

Original content from this work may be used under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 licence.

Any further distribution of this work must maintain attribution to the author(s) and the title of the work, journal citation and DOI.



Climatology of waterspouts in Mexico and numerical modeling of a particular case

Daniela Monterde¹, Noel Carbajal¹, José Francisco León-Cruz² and Luis Felipe Pineda-Martínez³¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A. C. (IPICYT), San Luis Potosí, México² Unidad Académica de Estudios Territoriales Yucatán, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Yucatán, México³ Unidad Académica de Ciencias Sociales, Universidad Autónoma de Zacatecas (UAZ), Zacatecas, MéxicoE-mail: daniela.monterde@ipicyt.edu.mx

Keywords: ERA5, szilagyí waterspout nomogram, México, numerical simulations, waterspouts

Abstract

Numerous waterspout events occur practically in all Mexican waters. The principal aim was to carry out a climatology of these events. A data compilation allowed the identification of 103 cases from 2010–2022. A Szilagyí waterspout nomogram was constructed to explain the formation mechanism using the ERA5 reanalysis data. The nomogram classified waterspout events according to their origin using thermodynamic parameters. The results revealed that the thermodynamics of some waterspouts in Mexico do not fit the current definition of the Szilagyí nomogram. Most waterspouts are thunderstorm-related and fit the nomogram. A minority that arises from land breezes and upper-low conditions also fit. A relevant case, which occurred in an area with a recurrent incidence of waterspouts, allowed observation of relevant dynamic properties, such as its strength, occurred on August 8, 2019, in Coatzacoalcos, Veracruz. The documented waterspout trajectory revealed that it moved through the sea and city. The Weather Research and Forecasting (WRF) model was used for modeling this event at a resolution of 250 m. The results showed the instability, a cyclonic disturbance (misocyclone) that caused the waterspout. The analysis showed the behavior of meteorological variables, such as temperature, humidity, wind, vorticity, and unstable atmospheric variables during the storm.

1. Introduction

Waterspouts are among the most extreme weather phenomena (Sioutas 2011). Waterspouts are intense columnar vortices linked from a cloud to a body of water on the surface (Imai and Takahashi 2022). Landspouts and waterspouts have similar formation and dynamic characteristics. A significant distinction between them is the surface on which they develop (Brady and Szoke 1989). Furthermore, waterspouts are commonly weaker than landspouts (Renko *et al* 2016, Matsangouras *et al* 2017, Imai and Takahashi 2022). The waterspout lifetime is relatively short, varying from 7 to 55 min (Kalmykova 2023). However, some authors assured a maximum duration of 20 min (Golden 2015). In addition, the vortex diameters range from 3 to 150 m. However, these small and 'weak' systems can be hazardous near coasts.

There are two main waterspouts categories: 'tornadic' and 'fair weather' waterspouts (Kalmykova 2023). Tornadic waterspouts may emerge in high vertical wind shear environments and are formed by the reorientation of vorticity through a downdraft, as occurs with mesocyclonic tornadoes (Sioutas *et al* 2013); which benefit from warm, moist air over potentially unstable conditions. Fair weather waterspouts (hereafter called waterspouts) develop through the amplification of pre-existing vertical vorticity (misocyclones) along the boundaries of air masses which causes strong low-level horizontal wind shear (Lee and Wilhelmson 1997a, 1997b, Caruso and Davies 2005, Sioutas and Keul 2007). This configuration can lead to horizontal shear instability (Markowski and Richardson 2011) and benefits from strong convection and high low-level humidity. Waterspouts form below

3.2 Riesgo por eventos de tornados múltiples en el centro de México

Daniela Monterde,
División de Geociencias Aplicadas, IPICYT

Luis F. Pineda-Martínez
Unidad Académica de Ciencias Sociales, UAZ

J. Francisco León-Cruz
Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, UNAM

Noel Carbajal
División de Geociencias Aplicadas, IPICYT

Resumen

Los tornados son una de las manifestaciones más extremas del tiempo severo. Los tornados suelen dividirse en dos tipos: los formados en sistemas de tormenta de supercelda que sienten la rotación de la tierra y los de no-supercelda. Este segundo tipo de eventos, suelen ser lo que más se documentan en México, incluso se han documentado casos de familias de tornados, principalmente, en el centro del país: Puebla, Tlaxcala, y Edo. De México. Estos tornados múltiples, se generan a lo largo de líneas cortantes de viento producto del choque entre dos o más masas de aire. Investigaciones recientes sugieren que la orografía juega un papel significativo en la generación de vorticidad por cizalladura de niveles bajos, lo que facilita su aparición. Este tipo de sistemas se han observado en el centro del país, en zonas densamente pobladas y con edificaciones con deficiencias estructurales importantes, lo que incrementa el riesgo de la población a sufrir afectaciones. En este capítulo se hace una recopilación de información de casos de tornados múltiples en la región central del país, además se hace un análisis a través de imágenes de satélite y simulaciones numéricas de algunas de sus características meteorológicas más importantes. Finalmente, con ayuda de los índices de marginación de la CONAPO y análisis de la densidad poblacional del INEGI, se establecen algunas aproximaciones de la vulnerabilidad y exposición de la población ante este tipo de eventos. Los resultados de la investigación buscan establecer escenarios de riesgo basados en el análisis de la amenaza que representan los tornados en esta porción del territorio nacional y generar información que sea de utilidad para la población y los sistemas de protección civil.

Palabras Clave: Tornados Múltiples, Centro de México, Análisis de riesgo
ODS 2023: Acciones por el Clima

Monterde, D., Pineda-Martínez, L. F., León-Cruz, J. F., & Carbajal, N. (en prensa). Riesgo por eventos de tornados múltiples en el centro de México. In *Objetivos de Desarrollo Sostenible: Acciones por el clima y la resiliencia*.