



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

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Dinámica atmosférica en la topografía ondulante  
de la Curvatura de Monterrey.**

Tesis que presenta  
**Ana Karen Ramírez López**

Para obtener el grado de  
**Maestra en Geociencias Aplicadas**

**Director de la Tesis:**  
**Dr. José Noel Carbajal Pérez**

San Luis Potosí, S.L.P., noviembre, 2018.



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Dinámica atmosférica en la topografía ondulante de la Curvatura de Monterrey**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Ana Karen Ramírez López** y aprobada el **8 de octubre del 2018** 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**  
Director de la tesis

**Dr. José Tuxpan Vargas**  
Miembro del Comité Tutorial

**Dr. José Alfredo Ramos Leal**  
Miembro del Comité Tutorial

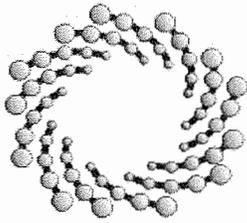
**Dr. Luis Felipe Pineda Martínez**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en las instalaciones de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Noel Carbajal Pérez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT-611136) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 038 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 27 días del mes de noviembre del año 2018, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. José Alfredo Ramos Leal</b>	<b>Presidente</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Luis Felipe Pineda Martínez</b>	<b>Secretario</b>	<b>UAZ</b>
<b>Dr. José Tuxpan Vargas</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Noel Carbajal Pérez</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó la C.

**Ana Karen Ramírez López**

sobre la Tesis intitulada:

*Dinámica Atmosférica en la Topografía Ondulante de la Curvatura de Monterrey*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLA**

Dándose por terminado el acto a las 14:10 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 27 días del mes de noviembre de 2018.

**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado

**Dr. Horacio Flores Zúñiga**  
Secretario Académico



*Dedicado a mi familia:  
V́ctor, Marylu y Giovanna.*

## **Agradecimientos**

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), por el apoyo brindado durante mi estancia y la oportunidad que se me dio de formar parte del cuerpo alumnado de tan respetable institución.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca brindada durante los años de estudio.

A la división de Geociencias Aplicadas y los investigadores que la integran, por el conocimiento otorgado durante la maestría, así como el entusiasmo hacia la investigación científica.

Al Dr. José Noel Carbajal Pérez, por guiarme sabiamente durante la elaboración de este trabajo, por los consejos, ánimos, conocimientos y apoyo que recibí de su parte dentro y fuera del aula.

Al comité tutorial de esta tesis, conformado por el Dr. José Tuxpan Vargas, Dr. José Alfredo Ramos Leal y el Dr. Luis Felipe Pineda Martínez, por el tiempo y atención prestadas durante este proceso y cada uno de los comentarios acertados.

Agradezco principalmente a mi familia por apoyarme en un proyecto más, por ser el soporte de todo lo que hago y estar conmigo en cada decisión tomada, gracias por la confianza. Así mismo, a Irvin González por ser la mejor compañía en este proceso, por las lecciones aprendidas juntos, por hacerme crecer y ser mejor cada día, gracias por tanto. Ustedes son mi motivación....

## CONTENIDO

Constancia de aprobación de tesis.....	ii
Créditos institucionales.....	iii
Acta de examen.....	iv
Dedicatoria.....	v
Agradecimientos.....	vi
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas.....	xii
Resumen.....	xiii
Abstract.....	xiv
<b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes.....	3
1.2 Justificación de la investigación.....	5
1.2.1 Ecuación de estado.....	7
1.2.2 Ecuación hidrostática.....	7
1.2.3 Primera ley de la termodinámica.....	8
1.2.4 Ecuación de conservación de masa.....	8
1.2.5 Ecuación de conservación de momentum.....	9
1.2.6 Ecuación de conservación de energía.....	9
1.3 Patrones locales de circulación en un sistema valle-montaña.....	10
1.3.1 Brisas de valle y montaña.....	10
1.3.2 Ondas de montaña.....	13
1.3.3 Efecto Föhen.....	14
1.3.4 Efecto Venturi.....	15
1.4 Delimitación temporal.....	16
1.5 Objetivos de la investigación.....	17
1.5.1 Objetivo general.....	17
1.5.2 Objetivos específicos.....	17
<b>CAPÍTULO II. ZONA DE ESTUDIO</b>	<b>18</b>
2.1 Ubicación geográfica.....	18
2.2 Topografía.....	19
2.3 Geología y estratigrafía.....	19
2.4 Climatología.....	21
2.5 Tipo de suelo y vegetación.....	23
2.6 Hidrología.....	24
<b>CAPÍTULO III. METODOLOGÍA</b>	<b>26</b>
3.1 Simulaciones numéricas.....	26
3.1.1 Descripción del modelo.....	26
3.1.2 Descripción de datos del modelo.....	28
3.1.3 Descripción de los experimentos.....	28

3.2 Casos de estudio: Eventos extremos.....	32
3.2.1 Huracán “Alex”, 2010.....	32
3.2.2 Frente Frío #25, 2012.....	36
3.2.3 Onda cálida, 2012.....	37
 CAPÍTULO IV. VALIDACIÓN DE EXPERIMENTOS	 40
 CAPÍTULO V. RESULTADOS	 50
5.1 Ciclo anual.....	50
5.2 Evento extremo: Huracán “Alex”, 2010.....	62
5.3 Evento extremo: Frente Frío #25, 2012.....	66
5.4 Evento extremo: Onda cálida, 2012.....	70
 CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN	 73
 CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES	 79
 REFERENCIAS	 81
 APÉNDICE A	 88
 APÉNDICE B	 92

## LISTA DE FIGURAS

Capítulo I. INTRODUCCIÓN	
<b>Figura 1.1.</b> a) Si $Fr$ es mayor a 1, la parcela de aire pasará al otro lado de la montaña. b) Cuando $Fr$ es menor a 1, la montaña bloqueará la parcela y la obligará a rodear el obstáculo o retroceder.....	6
<b>Figura 1.2.</b> Ciclo diurno de vientos anabáticos y catabáticos sobre un sistema de montaña.....	11
<b>Figura 1.3.</b> Esquema de comportamiento de vientos valle arriba y valle abajo a lo largo del día.....	12
<b>Figura 1.4.</b> Patrón característico de una onda de montaña.....	13
<b>Figura 1.5.</b> Esquema típico del efecto Föhn (Whiteman, 2000).....	15
Capítulo II. ZONA DE ESTUDIO	
<b>Figura 2.1.</b> Ubicación del conjunto de escarpes que forman la zona ondulatoria de la CM y en puntos rojos la localización de los 8 municipios a los que pertenece la zona de estudio (Landsat 7, 2018).....	18
<b>Figura 2.2.</b> Topografía de la zona de estudio.....	20
<b>Figura 2.3.</b> Tipo y uso de suelo de la zona de estudio de acuerdo a la clasificación del USGS, 2017.....	24
<b>Figura 2.4.</b> Localización de las corrientes pluviales más importantes dentro de la CM (Google Earth, 2018).....	25
Capítulo III. METEOROLOGÍA	
<b>Figura 3.1.</b> Esquema de funcionamiento, módulos y desarrollo del modelo WRF (Skamarock <i>et al.</i> , 2008).....	27
<b>Figura 3.2.</b> Dominios descritos en la Tabla 3.1, utilizados para todos los casos de estudio. D1 (verde), D2 (azul), D3 (rosa) (Google Earth, 2018).....	29
<b>Figura 3.3.</b> Huracán “Alex”. a) Trayectoria a lo largo del Atlántico. Los puntos muestran la localización de la tormenta y los colores representan la intensidad según la escala Saffir-Simpson (NHC, 2010). b) Imagen satelital (Terra/MODIS) de vapor de agua del día 30 de junio. c) Imagen del satélite GOES-13 del 30 de junio. d) Imagen satelital en canal infrarrojo del día 30 de junio obtenida de la NOAA.....	34
<b>Figura 3.4.</b> Mapa sinóptico de las condiciones meteorológicas del 29 de junio del 2010 y cuadro de simbología para interpretación de mapa. (CONAGUA, 2010).....	35
<b>Figura 3.5.</b> Localización de las 21 estaciones utilizadas para el registro de lluvia durante el paso del huracán “Alex” (Google Earth, 2018).....	36
<b>Figura 3.6.</b> Trayectoria del Frente Frío #25 sobre el territorio mexicano (SAGARPA, 2010).....	37
<b>Figura 3.7.</b> Temperatura horaria promedio (línea negra) y temperatura horaria máxima (línea punteada) durante los días en que se presentó la onda cálida (recuadro rojo) para a) zona montañosa, b) zona de valle y c) zona metropolitana. La temperatura máxima promedio histórica de cada zona está representada con línea roja.....	39
CAPÍTULO IV. VALIDACIÓN DE EXPERIMENTOS	
<b>Figura 4.1.</b> Ubicación de las 10 estaciones meteorológicas convencionales (círculos anaranjados) dentro de la zona de estudio (INIFAP, 2018).....	43

<b>Figura 4.2.</b> Resultados de las pruebas estadísticas en la comparación de datos observados diarios de una estación en montaña contra datos modelados para la temperatura superficial.....	48
<b>Figura 4.3.</b> Resultados de las pruebas estadísticas en la comparación de datos observados diarios de una estación en planicie contra datos modelados para la temperatura superficial.....	49

## CAPÍTULO V. RESULTADOS

<b>Figura 5.1.</b> Flujo del viento en superficie para a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre de la zona de estudio sobre el dominio madre (D1).....	51
<b>Figura 5.2.</b> Corte diagonal del terreno con temperatura promedio y dirección del viento para: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	52
<b>Figura 5.3.</b> Corte diagonal del terreno con humedad relativa y dirección del viento para: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	53
<b>Figura 5.4.</b> Corte diagonal del terreno con magnitud y dirección del viento para: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	54
<b>Figura 5.5.</b> Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el invierno del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	55
<b>Figura 5.6.</b> Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para la primavera del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	56
<b>Figura 5.7.</b> Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el verano del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	57
<b>Figura 5.8.</b> Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).....	58
<b>Figura 5.9.</b> Brisa de valle y montaña durante a) mañana, b) tarde y c) noche de un día típico de verano sobre el dominio anidado (D2).....	60
<b>Figura 5.10.</b> Brisa de valle y montaña durante a) mañana, b) tarde y c) noche de un día típico de invierno sobre el dominio anidado (D2).....	60
<b>Figura 5.11.</b> Ciclo diurno de temperatura sobre un corte diagonal para el día 24 de julio del 2012 a) 4 a.m., b) 10 a.m., c) 4 p.m. d) 10 p.m. sobre el dominio anidado (D2).....	62
<b>Figura 5.12.</b> Flujo del viento en superficie del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1 a.m. sobre el dominio madre (D1).....	64
<b>Figura 5.13.</b> Corte vertical con la magnitud y dirección del viento del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1:00 a.m. sobre el dominio madre (D1).....	65
<b>Figura 5.14.</b> Corte vertical con humedad relativa y dirección del viento del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1:00 a.m. sobre el dominio madre (D1).....	66

<b>Figura 5.15.</b> Flujo del viento en superficie del Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 7 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m. sobre el dominio madre (D1).....	67
<b>Figura 5.16.</b> Corte vertical con temperatura y dirección del viento para el Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 7 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m. sobre el dominio madre (D1).....	68
<b>Figura 5.17.</b> Corte vertical con magnitud y dirección del viento para el Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 7 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m. sobre el dominio madre (D1).....	69
<b>Figura 5.18.</b> Flujo del viento en superficie de la onda de calor a) 25 de mayo a las 4 p.m. b) 26 de mayo a las 4 p.m. c) 27 de mayo a las 4 p.m. d) 28 de mayo a las 4 p.m. sobre el dominio madre (D1).....	71
<b>Figura 5.19.</b> Corte vertical con temperatura y dirección del viento para la onda de calor a) 25 de mayo a las 4 p.m. b) 26 de mayo a las 4 p.m. c) 27 de mayo a las 4 p.m. d) 28 de mayo a las 4 p.m. sobre el dominio madre (D1).....	72

## CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN

<b>Figura 6.1.</b> Corte vertical con magnitud y dirección del viento del comportamiento promedio del viento durante el otoño del 2012 a lo largo de las cuencas sobre el dominio anidado (D2).....	74
<b>Figura 6.2.</b> Ejemplos de la influencia de la topografía sobre flujos del viento en superficie: a) viento rodeando la barrera montañosa para un día típico de verano, b) viento circundando picos topográficos para un día típico de invierno y c) viento cruzando la barrera montañosa para un día típico de verano, todos sobre el dominio madre (D1).....	74
<b>Figura 6.3.</b> Corte vertical con magnitud y dirección del viento del paso de “Alex” por la región escarpada sobre el dominio anidado (D2).....	77
<b>Figura 6.4.</b> Corte vertical con magnitud y dirección del viento para a) Huracán “Alex” y b) un día típico de verano sobre el dominio anidado (D2).....	77

## LISTA DE TABLAS

### Capítulo III. METEOROLOGÍA

<b>Tabla 3.1.</b> Configuración de los dominios utilizados para todos los casos de estudio.....	29
<b>Tabla 3.2.</b> Parametrizaciones físicas y esquemas utilizados en los cuatro experimentos. E-01: Luna, 2016; E-02: Landero & Felipe, 2017; E-03: Méndez <i>et al.</i> , 2016; E-04: Jiménez & Dudhia, 2013.....	30
<b>Tabla 3.3.</b> Cantidad de lluvia (mm) registrada en 21 estaciones ubicadas en el estado de Nuevo León (Fig.3.5) durante el paso del huracán “Alex” (CONAGUA, 2010).....	35

### Capítulo IV. VALIDACIÓN DE EXPERIMENTOS

<b>Tabla 4.1.</b> Umbrales del índice de confianza para diferentes escenarios. (Palou, 2011).....	44
<b>Tabla 4.2.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadillo, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	45
<b>Tabla 4.3.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Santiago, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	45
<b>Tabla 4.4.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Rayones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	45
<b>Tabla 4.5.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Catarino Rodríguez, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	46
<b>Tabla 4.6.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de San José, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	46
<b>Tabla 4.7.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Soledad, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	46
<b>Tabla 4.8.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Los Ramones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	47
<b>Tabla 4.9.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadereyta, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	47
<b>Tabla 4.10.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de General Terán, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	47
<b>Tabla 4.11.</b> Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Pesquería, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.....	48

## RESUMEN

### **Dinámica atmosférica en la topografía ondulante de la curvatura de Monterrey**

PALABRAS CLAVE: Topografía ondulatoria, modelación, interacción, meteorología.

La circulación sobre una topografía ondulante resulta en flujos complejos condicionados por la forma del terreno provocando procesos locales y cambios en el comportamiento del viento, la temperatura, la humedad, la presión, entre otras variables. La zona conocida como Curvatura de Monterrey, se caracteriza por un conjunto de cuencas orográficas y un marcado gradiente altitudinal que generan un relieve ondulatorio complejo e idóneo para investigar la interacción de diferentes perturbaciones atmosféricas (huracanes, ondas tropicales, frentes fríos y condiciones normales estacionales) con dicha topografía. Los casos analizados fueron: el huracán “Alex” que tuvo lugar del 25 de junio al 2 de julio del 2010 y que de acuerdo con el Servicio Meteorológico Nacional produjo la mayor cantidad de precipitación acumulada (600 mm en 72 horas) sobre la región en más de 50 años. También se eligieron condiciones extremas de frentes fríos (Frente Frío #25 presentado en enero del 2012) y de ondas cálidas (Onda de calor registrada en mayo del 2012). Se presentan resultados obtenidos a través de las simulaciones numéricas realizadas aplicando el modelo WRF. Los datos indicaron que la topografía es un factor inequívoco de cambios en los patrones de viento generando ondulaciones por encima de las cuencas. También se observó que las cuencas almacenan calor. Además, se observó que los eventos extremos generan mecanismos conocidos como: transporte descendente de momento horizontal, canalización forzada, canalización inducida por gradiente de presión y flujos inducidos térmicamente, provocando cambios en las condiciones locales sobre todo en las porciones más altas de los escarpes.

## **ABSTRACT**

### **Atmospheric dynamic in the undulating topography of the curvature of Monterrey**

**KEY WORDS:** undulatory topography, modeling, interaction, meteorology.

Circulation on an undulating topography results in complex flows conditioned by the shape of the terrain causing local processes and changes in wind behavior, temperature, humidity, pressure, among other variables. The area known as Curvatura de Monterrey, is characterized by a set of orographic basins and a marked altitudinal gradient that generate a undulatory complex and ideal relief to investigate the interaction of different atmospheric disturbances (hurricanes, tropical waves, cold fronts and normal seasonal conditions) with this kind of topography. The cases analyzed were: the hurricane "Alex" which took place from June 25 to July 2nd, 2010 and which according to the National Meteorological Service produced the highest amount of accumulated precipitation (600 mm in 72 hours) over the region in more than 50 years. Extreme cold fronts were also chosen (Cold Front # 25 presented in January 2012) and warm waves (Heat wave recorded in May 2012). Results obtained through the numerical simulations carried out by applying the WRF model are presented. The data indicate that the topography is an unambiguous factor of changes in the wind patterns generating ripples above the basins. It was also observed that the basins keep heat. In addition, it was observed that extreme events generate mechanisms known as: horizontal moment descending transport, forced channeling, channeling induced by pressure gradient and thermally induced flows, causing changes in local conditions especially in the higher portions of the escarpments.

# Capítulo I.

## INTRODUCCIÓN

La interacción entre la circulación atmosférica en general y la orografía es un fenómeno común pero del cual pueden resultar dinámicas muy diversas. México es un país con una topografía muy compleja conformada por cadenas montañosas impresionantes como la Sierra Madre Occidental, el Eje Volcánico Trans-Mexicano, la Sierra Madre del Sur, La Sierra de Chiapas y la Sierra Madre Oriental entre otras. México, ubicado entre los océanos Pacífico y Atlántico está expuesto a flujos intensos de humedad, a la entrada de huracanes por los dos océanos y al ingreso de perturbaciones atmosféricas como las ondas tropicales. Así mismo, por el norte está expuesto a la entrada de frentes fríos con sus fuertes vientos en la temporada de invierno. Esto da una idea de la todas las posibles interacciones entre las corrientes atmosféricas y las innumerables formas topográficas existentes en el país. Una región particularmente interesante es la parte norte de la Sierra Madre Oriental (SMOr), precisamente la zona denominada como la Curvatura de Monterrey (CM), la cual se ubica al suroeste de la ciudad de Monterrey, en el estado de Nuevo León. Esta región se caracteriza por estar influenciada por una compleja topografía ondulatoria, lo que la convierte en una zona idónea para el estudio de la interacción entre las diferentes capas atmosféricas con sus sistemas de circulación que la afectan a lo largo del año. Mediante el uso de información existente y de simulaciones numéricas a través de la implementación de un modelo de mesoescala se pretende obtener información relevante sobre la dinámica resultante del forzamiento de diferentes fenómenos atmosféricos.

Investigar y predecir el comportamiento de los procesos atmosféricos en terrenos complejos es esencial para el entendimiento de los fenómenos meteorológicos que ocurren en estas zonas. Este es el caso de la Curvatura de Monterrey (CM), un territorio que se encuentra ubicado en una zona de escarpes estrechos donde el estudio de los procesos de circulación y dispersión del aire requiere un conocimiento detallado de los procesos de transporte de calor y humedad a través de los patrones de circulación del viento asociados a diferentes fenómenos atmosféricos como huracanes, ondas tropicales y frentes fríos. Los forzamientos sinópticos presentes en la región junto con la influencia de la topografía condicionan el comportamiento del campo de viento y de otras variables

como la presión y la temperatura en diferentes escalas temporales (Argüeso, *et al.* 2011). Por ello, es importante comprender la manera en cómo se relacionan las características topográficas de la superficie con las de la atmósfera, en especial cuando esta última se encuentra bajo la influencia de diversos sistemas de circulación regional o sinóptica dominantes.

En la atmósfera libre, las características del viento dependen en buena medida de las condiciones que gobiernan la circulación de mesoescala; pero conforme la altitud decrece, la topografía y otras propiedades del suelo generan forzamientos dinámicos y térmicos capaces de producir importantes modificaciones en la dirección e intensidad de los flujos.

Además, en algunas regiones montañosas pueden darse fuertes diferencias locales de superficie debido, por ejemplo, a: presencia de cuerpos de agua, urbanismo, tipos de vegetación, variabilidad significativa en el albedo, contenidos de humedad del suelo, conductividad y capacidad térmica, entre otros, lo cual puede incidir en el desarrollo de complejos sistemas locales de circulación. Whiteman y Doran (1993) identificaron cuatro mecanismos de forzamiento que determinan la estructura de los flujos de viento horizontal. Estos mecanismos son: transporte descendente de momento horizontal, canalización forzada, canalización inducida por gradiente de presión y flujos inducidos térmicamente. Los autores indican que las circulaciones generadas por forzamientos dinámicos están más condicionadas por los flujos en la atmósfera libre, y las circulaciones asociadas a forzamientos térmicos son importantes cuando la velocidad del viento externo es débil o cuando la orientación de la topografía, o la estrechez misma del valle dificultan los acoplamientos.

En base a lo anterior, el estudio y análisis del comportamiento de los campos de viento se vuelve necesario para comprender las características generales de los flujos. Una herramienta muy eficaz para que esto se pueda llevar a cabo es el uso de modelos de mesoescala ya que en muchas ocasiones mejoran los análisis que se realizan mediante datos observados. Una simulación numérica proporciona información en zonas donde no se dispone de observaciones, lo que puede ser muy útil para el entendimiento de áreas complejas como es el caso de este estudio. Para una buena representación de los flujos de viento a escala regional se requiere de una alta resolución espacial, a lo que se le conoce como técnica de *downscaling*. A partir de dicha técnica se obtienen valores confiables

estimados de las variables climáticas de interés. Este tipo de técnica es utilizado por los modelos numéricos de mesoescala como lo es el caso del Weather Research and Forecasting System, mejor conocido como WRF (Skamarock *et al.*, 2008).

## **1.1 Antecedentes**

El estudio de la topografía compleja como un conjunto de barreras montañosas que afectan la circulación del viento y con ello sus flujos, ha sido tema de estudio para muchos autores alrededor del mundo, inclusive algunos análisis han sido enfocados en la topografía de ciertas cadenas montañosas en México como lo son la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Sierra Madre Oriental (SMOr) (Mass *et al.*, 2002), los escarpes del Pico de Orizaba (Méndez, *et al.*, 2016) y la cuenca del Valle de México (Zhong & Doran, 1998), aunque no precisamente existe algún trabajo que se enfoque en la Curvatura de Monterrey (CM).

Las investigaciones son de diversa índole incluyendo aquellas en las que se estudian los procesos dinámicos y térmicos de las atmósfera sobre terrenos complejos (Brooks *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2008; Sailor & Fan, 2002), o bien el efecto que producen las características de la superficie como el albedo, el uso y tipo de suelo y la rugosidad sobre la circulación atmosférica (Malhi & Wright, 2004), así como el estudio de la capa límite desde el punto de vista teórico, experimental o de la modelación y sus implicaciones en diversos campos (Jankov *et al.*, 2005, Chen *et al.*, 2011; Pino *et al.*, 2003).

Algunos precedentes que sientan las bases para comprender la importancia de este trabajo son por ejemplo, el realizado por Argüeso y colaboradores (2011), que tuvieron por objetivo determinar la variabilidad y predictibilidad del viento a escala regional en Navarra, España. Encontraron, a partir de datos observados que los vientos dominantes en la zona de estudio seguían el patrón de la dirección principal de las cadenas montañosas de la región, deduciendo la fuerte influencia de la orografía sobre las circulaciones superficiales al encontrar que la dirección del viento se reproduce mejor en la cima de las montañas que en los valles. Además, Jiménez *et al.*, 2010, comprobaron que el comportamiento de las componentes zonal y meridional del viento en la región montañosa del Ebro dependían de la particular localización entre los Pirineos y la cordillera Cantábrica, lo que provoca un efecto de bloqueo del viento y canaliza entre ambas

cadena montañosa las circulaciones superficiales, resultando una variabilidad en el flujo superficial. Por su parte, Kossman & Sturman (2003) realizaron un importante trabajo donde describieron la dinámica de los flujos influenciados por el efecto de canalización a través de valles. Explicaron que la velocidad del viento en un valle causada por el impulso de la canalización es proporcional al gradiente de presión a lo largo del canal, por lo que se presentan los vientos más fuertes en las zonas perpendiculares al canal, y los vientos más débiles para las regiones paralelas a dicho canal. Bajo el mismo principio, Chen (2011) experimentó con la dinámica atmosférica para diversos centros urbanos ubicados sobre suelos perturbados. Determinó que los patrones de flujo de aire local son impulsados tanto por gradientes de presión generados por las diferencias altitudinales, como por forzamientos térmicos producidos por el calentamiento o enfriamiento local al ascender y descender los flujos sobre las laderas de las montañas (brisa valle-montaña). Además, confirmó la importancia de la interacción con elementos naturales como la vegetación presente y en el caso de su estudio, de elementos urbanos como edificios y carreteras.

Por otra parte, Mejía y Douglas en el 2006 realizaron investigaciones desde el punto de vista experimental a través de simulaciones numéricas con el modelo WRF orientadas a describir el comportamiento de los flujos de aire a mesoescala a lo largo de las laderas orientales de Santa Cruz, Bolivia, zona caracterizada por un terreno rugoso donde la orientación de los Andes cambia, formando una especie de codo o curvatura conocido como “codo andino”. El modelo presentó importantes gradientes de viento horizontal en la troposfera inferior desarrollando nubes a lo largo de las laderas orientales de los Andes. Demostraron también que la fricción del flujo con el suelo y la resistencia superficial generan rupturas locales en las ondas de gravedad internas, teniendo una influencia duradera sobre los patrones de flujo atmosférico corriente abajo del terreno elevado.

En la simulación numérica de un sistema montaña-valle sobre un terreno complejo propuesta por Xu *et al.*, 2009 se concluyó que las condiciones de la topografía accidentada así como la heterogeneidad dinámica y termodinámica del viento, producen en conjunto condiciones para circulaciones locales. Se confirmó que a pesar de que los flujos a escalas mayores generan efectos sobre el sistema montaña-valle, son más predominantes los efectos locales sobre la región. Esta mirada a la investigación relacionada con la teoría y la simulación numérica de la dinámica atmosférica en cuencas topográficas permite

conocer el contexto actual en que se realizó el presente trabajo en un entorno mundial, nacional y regional.

## 1.2 Justificación de la investigación

Como lo explica de manera general Whiteman (2000), uno de los aspectos más interesantes es comprender como varía el flujo del viento en superficie considerando características como la topografía o los regímenes de viento de carácter local. La variabilidad del viento en superficie aumenta con la complejidad del terreno debido a los forzamientos dinámicos y térmicos generados por la orografía y su interacción con la dinámica y la radiación atmosférica. La respuesta del viento ante un obstáculo como una montaña, depende de diversos factores como la velocidad del viento, la dirección de incidencia al obstáculo e incluso la geometría de los escarpes. Sin embargo, de manera general pueden describirse dos escenarios: el aire es bloqueado por la montaña o el flujo asciende y continúa su desplazamiento. Una forma de conocer el posible comportamiento del viento es a partir de la razón entre la energía potencial y la energía cinética del flujo. Si la energía cinética es menor que la potencial, el viento no logrará cruzar la cima, en caso contrario, el flujo tendrá suficiente inercia para pasar la barrera montañosa (Carvalho *et al.*, 2012).

El número de Froude ( $Fr$ ) es un parámetro adimensional que relaciona la energía cinética y la potencial, ya que para flujos atmosféricos la energía cinética está relacionada con la velocidad del viento perpendicular al obstáculo y la energía potencial se relaciona con el producto de la altura de la montaña y la frecuencia de Brunt Vaisala ( $N$ ), que depende de la estabilidad de la capa. Todo esto a partir de las siguientes ecuaciones:

$$Fr \approx \frac{\text{Energía cinética}}{\text{Energía potencial}} \quad (1.1)$$

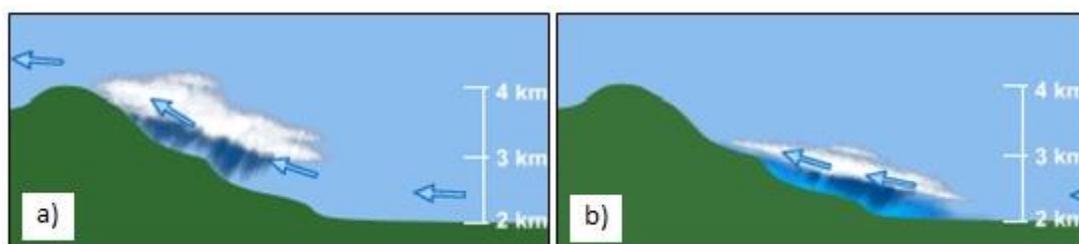
$$Fr = \frac{U}{N \cdot h} \quad (1.2)$$

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (1.3)$$

donde  $U$  es la velocidad del viento,  $N$  la frecuencia de Brunt Vaisala,  $h$  representa la altura de la montaña y la estabilidad de la capa se presenta como  $\frac{d\theta}{dz}$ ,  $g$  es la gravedad y  $\theta$  es la temperatura potencial. Un número de Froude mayor a 1 indica condiciones de no bloqueo y si este número es menor a 1, indica bloqueo (Luna, 2016) (Fig.1.1).

A partir de la ecuación 1.1 se entiende que la razón de energía cinética a energía potencial gravitacional da la medida correcta para conocer si un flujo atmosférico pasa del otro lado de la barrera montañosa (energía cinética/energía potencial  $>1$ ), si el flujo es bloqueado por la barrera o si el flujo es desviado o canalizado alrededor del obstáculo (energía cinética/energía potencial  $< 1$ ). Para los flujos atmosféricos, la energía potencial gravitacional se representa a través de la estabilidad estática, y la energía cinética se representa con la velocidad del viento incidente. Para una atmósfera estable, la fuerza restauradora que actúa sobre una parcela que asciende es la diferencia entre la temperatura ambiente y la temperatura de la parcela después de su ascenso, desde su altura inicial hasta alguna otra altura como la cima de una montaña. Esta fuerza restauradora se obtiene directamente de la frecuencia de Brunt-Vaisala, que es proporcional a esta diferencia de temperatura (MetEd, 2017).

En base a la teoría anteriormente explicada, se sabe que la atmósfera puede responder de diversas maneras ante la presencia de una barrera montañosa o al conjunto de ellas, es decir a una cadena de cimas. Cuando el flujo choca contra la barrera se ve obligado a ascender, de modo que pierde velocidad debido al trabajo que debe hacer contra la gravedad a medida que sube la montaña.



**Figura 1.1.** a) Si  $Fr$  es mayor a 1, la parcela de aire pasará al otro lado de la montaña.  
b) Cuando  $Fr$  es menor a 1, la montaña bloqueará la parcela y se verá obligada a rodear el obstáculo o a retroceder.

La disminución de la velocidad reduce la fuerza de Coriolis al punto que deja de ser suficiente para equilibrar la fuerza del gradiente de presión. Por lo tanto, el viento debe soplar hacia la baja presión cerca de la montaña.

El estado de la atmósfera puede estudiarse a partir de las ecuaciones de la mecánica de fluidos, que describen la dinámica y termodinámica de los gases en la atmósfera. Estas ecuaciones contienen derivadas espaciales y temporales que requieren de condiciones de frontera para su solución. Son varias las ecuaciones que conforman el fundamento de la meteorología: la ecuación de estado, las leyes de la termodinámica, y las ecuaciones de conservación de masa y momentum entre otras.

### 1.2.1 Ecuación de estado

La ecuación de estado describe la relación entre la presión, el volumen y la temperatura absoluta de un gas real. Stull (1988) indica que la ley de los gases ideales es adecuada para describir el estado de los gases en la atmósfera y describe un gas ideal como aquel en el cual el producto de la presión por el volumen es proporcional a la temperatura absoluta. La ley de los gases ideales se expresa como una combinación de la ley de Boyle, la ley de Charles y la ley de Avogadro y haciendo uso de la ley de Dalton de la presión parcial para encontrar la presión del aire húmedo como la suma de la presión del aire seco y la presión de vapor de agua se llega a:

$$p = \rho R_d T_v \quad (1.4)$$

Donde  $\rho$  es la densidad del gas,  $R_d$  es la constante específica del gas para aire seco y  $T_v$  es la temperatura virtual,  $T_v = (1 + 0.608q_v)T$ , donde  $q_v$  es la humedad específica. La presión de aire seco está dada por:

$$p = \rho R_d T \quad (1.4a)$$

### 1.2.2 Ecuación hidrostática

La variación de la presión con la altura en la atmósfera puede estimarse de diversas maneras. A partir de una ecuación que describe el balance entre la fuerza del gradiente de presión hacia arriba y el peso de la columna de aire hacia abajo es posible encontrar una

expresión que permite calcular el cambio de la presión con la altura, que para el estudio resulta ser muy útil dado que los datos obtenidos por los modelos numéricos son de presión y no de altura, por lo que se hace necesario realizar la conversión para vincular los demás registros a una altura determinada.

La expresión general del balance hidrostático es:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.5)$$

Donde  $\frac{\partial p}{\partial z}$  es el cambio de la presión con la altura,  $\rho$  es la densidad del aire y  $g$  es la gravedad.

### 1.2.3 Primera ley de la termodinámica

Esta ley relaciona el cambio de energía interna de un sistema debido a flujos de calor o bien a trabajo generado por el sistema o del sistema sobre sus alrededores. Esta ley combinada con la ecuación de estado (ecuación de los gases ideales) es usada para calcular muchas propiedades de los gases atmosféricos y la dinámica del calor (termodinámica). Es útil para establecer la estabilidad atmosférica y es básica para establecer los procesos de transferencia de energía.

$$dE = dW + dQ \quad (1.6)$$

El cambio en la energía interna del material ( $dE$ ) en un volumen dado, es la suma del trabajo realizado en el sistema ( $dW$ ) y la razón de transferencia de calor al mismo ( $dQ$ ).

### 1.2.4 Ecuación de conservación de masa

Cuando el aire circula a través de un volumen de control cerrado, la cuantificación del volumen que entra y sale en cada instante de tiempo de ese volumen conduce a la ecuación de la conservación de masa. Partiendo de este hecho es posible escribir la ecuación de conservación de masa como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.7)$$

Donde  $u$ ,  $v$ ,  $w$  son las componentes de la velocidad en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Esta

ecuación, denominada también como ecuación de continuidad no considera fuentes ni sumideros dentro de la parcela (Jacobson, 2005). Puesto que la compresibilidad del aire es pequeña a menudo se desprecia el término de la derivada temporal de la densidad quedando sólo los términos de las derivadas espaciales de las componentes de la velocidad. Estas tres derivadas espaciales de la velocidad conforman el operador vectorial denominado divergencia. Esta ecuación es muy útil en términos de estimar el transporte de humedad en la atmósfera y es parte fundamental de las ecuaciones que usa el modelo WRF.

### 1.2.5 Ecuación de conservación de momento lineal

Esta ecuación se deriva de la segunda ley de Newton del movimiento, esto es, que la tasa de cambio de la cantidad de movimiento de una porción de fluido dada es igual a la resultante de las fuerzas que actúan sobre esta parcela de aire. De este modo, la ecuación de conservación de momento lineal para las tres dimensiones (x, y, z) se expresa como:

$$\frac{dU}{dt} + C_p \sigma \frac{\partial \pi}{\partial x} = -\frac{\partial Uu}{\partial x} - \frac{\partial Vu}{\partial y} - \frac{\partial Wu}{\partial z} + F_x, \quad (1.8)$$

$$\frac{dV}{dt} + C_p \sigma \frac{\partial \pi}{\partial y} = -\frac{\partial Uv}{\partial x} - \frac{\partial Vv}{\partial y} - \frac{\partial Wv}{\partial z} + F_y, \quad (1.9)$$

$$\frac{dW}{dt} + C_p \sigma \frac{\partial \pi}{\partial z} + g\rho = -\frac{\partial Uw}{\partial x} - \frac{\partial Vw}{\partial y} - \frac{\partial Ww}{\partial z} + F_z \quad (1.10)$$

Donde  $U = \rho u$ ,  $V = \rho v$ ,  $W = \rho w$ ,  $\sigma = \rho \theta$ ,  $\theta$  es la temperatura potencial y  $\rho$  es la densidad del aire. Además  $\pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\left(\frac{R_d}{C_p}\right)}$  donde  $p$  es la presión y  $p_0 = 1000$  hPa,  $C_p$  es el calor específico a presión constante para el aire seco y equivale a  $C_p = 1004.5 \frac{J}{^\circ K * Kg}$  y  $R_d$  es la constante del gas para aire seco y se define como  $R_d = \left(\frac{2}{7}\right)C_p$ . Por último,  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_z$  son fuerzas de fricción.

### 1.2.6. Ecuación de conservación de energía

Esta expresión de conservación de energía gobierna la evolución de la temperatura del fluido, considerando la primera ley de la termodinámica y se describe de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\partial U\theta}{\partial x} + \frac{\partial V\theta}{\partial y} + \frac{\partial W\theta}{\partial z} = \rho Q \quad (1.11)$$

Donde  $\sigma = \rho\theta$ ,  $U = \rho u$ ,  $V = \rho v$ ,  $W = \rho w$ ,  $\theta$  es la temperatura potencial y  $Q$  es el flujo de calor.

### 1.3 Patrones locales de circulación en un sistema valle-montaña

Una vez definidas las bases matemáticas que describen el movimiento del aire, es importante conocer el significado físico, así como el resultado del paso de los flujos sobre un terreno complejo. Para el caso del presente estudio, se pueden describir algunos de los fenómenos locales más comunes de un complejo montañoso como lo son los sistemas de brisas, ondas de montaña y algunos efectos meteorológicos.

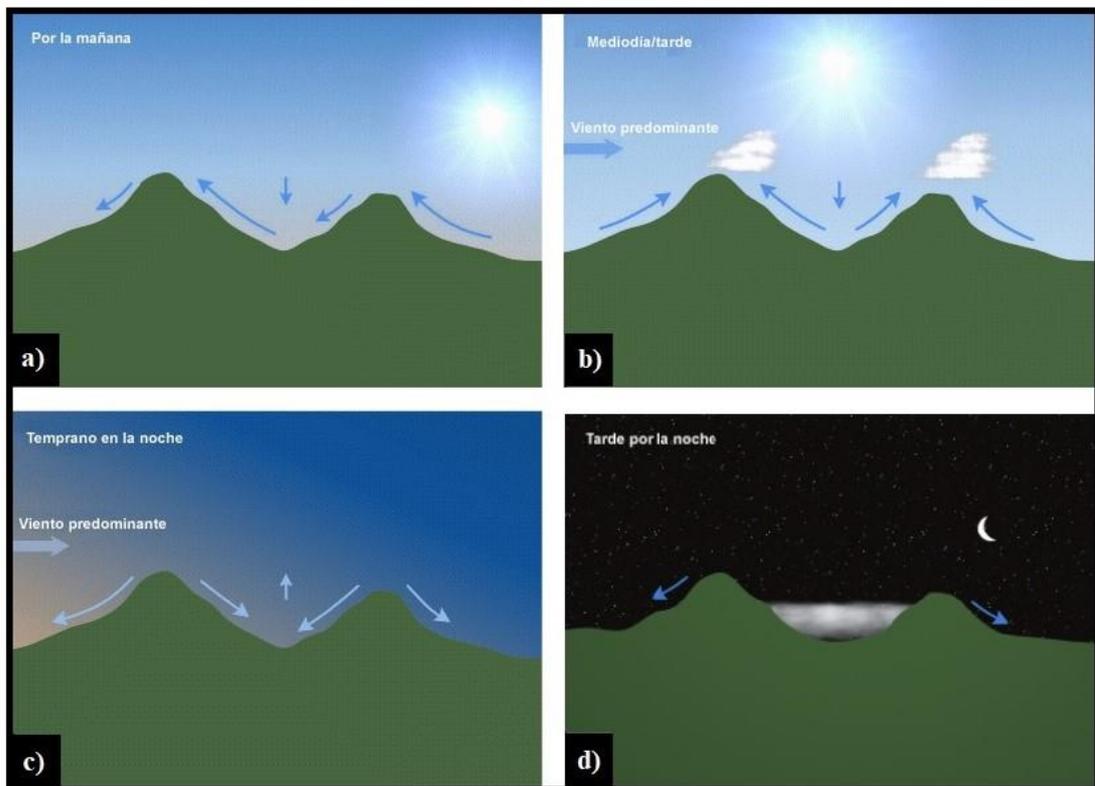
#### 1.3.1 Brisas de valle y montaña

Las brisas de valle-montaña son flujos que se presentan como de ladera ascendentes conocidos también como vientos anabáticos y los flujos de aire de ladera descendentes llamados vientos catabáticos. Ambos flujos son componentes de un patrón local diurno de circulación del viento propio de las pendientes de zonas montañosas. El desarrollo de estas brisas se ve favorecido bajo condiciones de gradiente de presión débil en escala sinóptica. Algunas de las características que representan estas brisas de ladera son vientos con importante intensidad en superficie y condiciones levemente turbulentas sobre regiones extensas, convección en las cumbres durante el día y niebla de valle por la noche (Wakes *et al.*, 2010). La formación e intensidad de las brisas de laderas ascendentes y descendentes depende del contraste en la temperatura del suelo provocado por el calentamiento diferencial diurno y el enfriamiento nocturno. La orientación de la ladera de una montaña con respecto al sol y la dirección del flujo sinóptico predominante también influyen en el desarrollo e intensidad de este tipo de brisas.

Normalmente, en las montañas los vientos anabáticos locales comienzan a soplar cuando el sol matutino calienta las laderas con vista hacia él. El aire sobre las pendientes también se calienta y empieza a elevarse, lo cual provoca una brisa de ladera que sube por la montaña. Para compensar el aire ascendente, en el valle se produce subsidencia (Fig.1.2a).

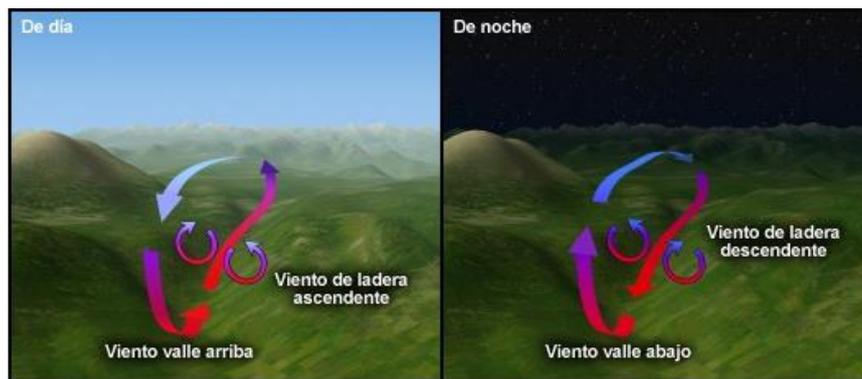
La brisa de ladera ascendente alcanza su intensidad máxima durante las horas de la tarde (entre 2.5 y 5 m/s en superficie) y puede contribuir al desarrollo de tormentas. Generalmente el calor de la superficie de la montaña junto con el momento vertical del frente de brisa de ladera ascendente es suficiente para que se formen cúmulus en las cimas y las crestas de las sierras. Si además se presenta suficiente inestabilidad atmosférica y humedad, este mecanismo permite que el aire ascendente atraviese la capa de inversión e inicie un evento convectivo en la región (Fig.1.2b). El viento anabático persiste todo el día, a menos que lo interrumpa algún evento convectivo o la dispersión por mezcla en la vertical, producto del calentamiento del valle.

Al anochecer la circulación se invierte, la ladera de la montaña a la que no llegan la radiación solar pierde calor y el aire que está en contacto con ella se enfría y se vuelve más denso, provocando un movimiento cuesta abajo de la montaña. Durante toda la noche el valle continúa enfriándose y normalmente se produce una inversión de temperatura que desacopla la brisa descendente de los vientos sinópticos en altura, formando niebla en el valle especialmente si existen fuentes locales de humedad (Fig.1.2 c,d).



**Figura 1.2.** Ciclo diario de vientos anabáticos y catabáticos sobre un sistema de montaña.

Por otro lado, los vientos valle arriba y valle abajo (Fig.1.3) son parte importante del sistema tridimensional de circulaciones de valle y montaña. Las mismas condiciones ambientales que apoyan los vientos anabáticos y catabáticos sustentan los vientos valle arriba y abajo, los cuales alcanzan su máxima intensidad cuando la atmósfera está despejada y el viento en altura permanece en calma. Por el contrario, la existencia de viento intenso en altura puede suprimir las brisas de valle provocando la mezcla vertical y perturbando la capa de inversión (Cuñat, 2004).



**Figura 1.3.** Esquema de comportamiento de vientos valle arriba y valle abajo a lo largo del día.

De la misma manera que los vientos de ladera, los vientos de valle presentan un marcado ciclo diario. En un día promedio, se puede observar que inicialmente las brisas de ladera ascendentes se forman justo después del amanecer en las pendientes de los valles. Más tarde en la mañana los vientos valle arriba se forman y cuando comienza a anochecer las brisas de ladera descendentes se forman en las pendientes de los valles, durante la noche los vientos de valle abajo se forman y continúan hasta poco después del amanecer.

Otros efectos que se pueden presentar debido a la topografía son por ejemplo, el estancamiento de aire frío a causa de estrechamientos topográficos, ya que dichos estrechos pueden debilitar el viento valle abajo y provocar la detención del aire frío corriente arriba. La acumulación de aire frío crea zonas en las que las temperaturas en la superficie son mucho más bajas de lo que sería el caso de no existir el estrechamiento.

Las avalanchas de aire frío son otro fenómeno de los vientos catabáticos que se puede presenciar durante la noche, cuando el aire frío se acumula sobre un altiplano hasta que alcanza un volumen crítico y cae en forma de cascada hacia la pendiente.

### 1.3.2 Ondas de montaña

Un flujo tiende a superar una barrera orográfica en lugar de rodearla cuando la longitud del accidente topográfico es considerable, la velocidad normal a la barrera del flujo es elevada y se presenta entonces una estratificación inestable, neutra o débilmente estable. Cuando el flujo supera la barrera, desarrolla lo que se conoce como ondas de montaña en la atmósfera. Se distinguen dos tipos de ondas de montaña: las ondas de gravedad y las ondas a sotavento. Las ondas de gravedad se forman encima de las montañas y se propagan verticalmente, extendiéndose incluso por toda la troposfera y en algunos casos logran alcanzar la estratosfera. La presencia de nubes lenticulares en altitud usualmente es un indicador de la formación de ondas de gravedad (Fig.1.4).

Cuando se producen ondulaciones en el flujo a sotavento de la montaña se habla del desarrollo de ondas a sotavento. Normalmente este tipo de ondas se encuentran confinadas en la vertiente de sotavento del obstáculo topográfico por un flujo horizontal suavizado que pasa por encima. La interacción entre el obstáculo topográfico y el flujo incidente produce una perturbación en forma ondulatoria. La presencia de nubes lenticulares de baja altitud que se encuentran espaciadas regularmente, es un indicador de la formación de este tipo de ondas confinadas. Los dos tipos de ondas de montaña se pueden producir simultáneamente, observándose un empalme de ambos fenómenos (Whiteman, 2000) (Fig.1.4).



**Figura 1.4.** Patrón característico de una onda de montaña.

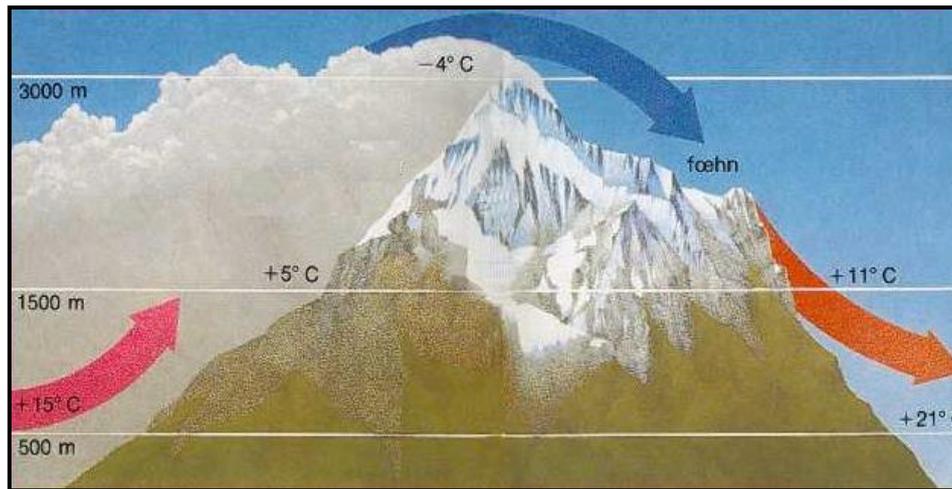
Las características físicas de la onda de montaña dependen de las variaciones en la velocidad y la estabilidad del flujo incidente. Cuando un flujo estable se ve forzado a superar una barrera montañosa se pueden producir tres patrones distintos en función de las características del perfil de vientos. Estos patrones pueden ser: vientos débiles y constantes en altitud con formación de ondas a sotavento poco desarrolladas y estrechas. Vientos más intensos y con un incremento moderado de la velocidad en altitud, con formación de un remolino a sotavento que no se propaga con su eje paralelo al obstáculo orográfico. O bien, vientos fuertes y con incremento en altitud lo que provoca formación de ondas a sotavento con elevada amplitud e importante propagación (Jorba *et al.*, 2008).

### **1.3.3 Efecto Föhn**

Este fenómeno se produce después de que un flujo de aire húmedo atraviesa una cordillera, condensando su humedad a barlovento y provocando en la vertiente opuesta una elevación anormal de la temperatura, una disminución de la humedad relativa y un incremento considerable de la velocidad y las rachas de viento (Whiteman, 2000).

Cuando una masa de aire húmedo se topa con una cordillera se ve obligada a ascender, durante el ascenso se enfría según una adiabática seca a una razón de  $1^{\circ}\text{C}$  cada 100 metros. Si la cordillera es lo suficientemente elevada, llega un momento en que el aire empieza a condensarse, con lo cual el enfriamiento no será tan rápido debido al desprendimiento de calor latente necesario para la condensación. Este calor es absorbido por el aire que sigue en ascenso con lo cual el enfriamiento será de  $0.5^{\circ}\text{C}$  cada 100 metros, siguiendo una adiabática húmeda. Al llegar a la cima de la cordillera, el aire será más cálido y seco de lo esperado, ya que pierde parte de su humedad en la condensación por precipitación o por el contacto con el suelo. Suponiendo que cuando alcanza la cima ya no se produce condensación, al descender la masa de aire se calentará a una razón de  $1^{\circ}\text{C}$  cada 100 metros (Fig.1.5).

Uno de los efectos más importantes que se asocia a este fenómeno es el de sombra pluviométrica. Determinadas regiones, según la orografía y orientación de las advecciones de aire, son propensas a este efecto. En la vertiente de sotavento al ser el aire más seco la cantidad de precipitación producida es menor que en la vertiente de barlovento (Jorba *et al.*, 2008).



**Figura 1.5.** Esquema típico del efecto Föhn (Whiteman, 2000).

### 1.3.4 Efecto Venturi

También conocido como efecto Bernoulli produce el desarrollo de una fuerte corriente cuando el viento pasa a través de un estrecho en la orografía del terreno. Cuando sucede esto, se produce un fuerte gradiente de presión entre dos lados de un obstáculo orográfico y el aire tiende a acelerarse por la canalización debido a la caída de presión a lo largo de la cuenca topográfica. La teoría de este fenómeno considera que el aire que se aproxima al estrecho orográfico se ve obligado a atravesarlo sin poder superarlo por arriba. Debido a la conservación de masa, la velocidad del aire va acelerándose a medida que va penetrando por la cuenca y adquiere la máxima velocidad en el punto más estrecho de la misma. Por otro lado, en la región de salida de la cuenca, debido a la rápida apertura de la orografía se produce un despliegue horizontal del flujo, y la masa de aire vuelve a desacelerarse (Wakes *et al.*, 2010).

Todos estos eventos de ocurrencia diaria sobre una región montañosa son de gran relevancia ya que los asentamientos urbanos se encuentran muchas veces ubicados en regiones de este tipo o se ven afectadas indirectamente por los fenómenos producidos durante las diferentes horas del día. En base a la información anterior, es posible conocer la manera en cómo se comportan los flujos atmosféricos a diferentes escalas temporales y espaciales, esto puede contribuir en el entendimiento de los condiciones meteorológicas y climatológicas, particularmente en zonas con orografía compleja.

## 1.4 Delimitación temporal

El presente estudio se basa en diversas escalas temporales debido a la ocurrencia de los procesos de montaña que se describieron en la sección anterior, los cuales tienen una importancia local a corto plazo. Aunque, como lo mencionan Argüeso y colaboradores (2011) en su trabajo de meteorología de montaña, al realizar el estudio de la meteorología a diferentes escalas desde las más chicas hasta las más grandes, se reducen los efectos locales que se desarrollan en escalas de tiempo más cortas, por lo que se amplifica la señal regional o variabilidad regional. De esta manera, el análisis de la dinámica atmosférica podrá hacerse desde el punto de vista local y también regional. Por tanto, primero se delimitó un ciclo anual con el cuál se pudiera obtener información de manera estacional, mensual y diaria, así como de eventos específicos como los son frentes fríos, ondas de calor, o la entrada de fenómenos tropicales. Para ello se eligió el año 2012 debido a la gran cantidad de datos observados disponibles a través de estaciones meteorológicas automáticas<sup>1</sup> y convencionales<sup>2</sup>, necesarias para la comparación de datos observados contra datos modelados.

En cuanto a los análisis estacionales se eligieron 4 meses para representar cada una de las estaciones del año. El mes de enero representa las condiciones propias del invierno, mayo caracteriza las condiciones promedio de la primavera, el mes de julio representa la estación del verano y por último el mes de octubre simboliza al otoño. En cuanto a la evaluación de un evento extremo que hubiese recorrido el área de estudio, se eligió el huracán “Alex” que tuvo lugar del 25 de junio al 2 de julio del 2010 y que de acuerdo con el Servicio Meteorológico Nacional (SMN)<sup>1</sup> produjo la mayor cantidad de precipitación acumulada (600 mm en 72 horas) sobre la región en más de 50 años. Así mismo se seleccionó el frente frío #25 de la temporada 2011-2012, que tuvo lugar el 9 y 10 de enero del 2012 debido a que en su paso por la zona de estudio registró los valores más bajos de temperatura superficial en casi 10 años. Por último, se eligió la onda de calor que se dio del 25 al 28 de mayo del 2012 ya que fue la única onda cálida registrada durante ese año.

---

<sup>1</sup> Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (2018). <http://smn.cna.gob.mx/es/emas.html>

<sup>2</sup> Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP) (2018). <http://clima.inifap.gob.mx/redinifap/estaciones.aspx.html>

## **1.5 Objetivos de la investigación**

### **1.5.1 Objetivo general**

Investigar la influencia de la topografía ondulante sobre los flujos atmosféricos bajo diferentes condiciones meteorológicas a lo largo de un ciclo anual. Las preguntas más relevantes a responder son: ¿Qué tipos de flujos se producen en esta clase de terreno? Y ¿Qué características presentan dichos flujos?

Este objetivo se fundamenta en la hipótesis de que el comportamiento de los flujos de viento bajo la influencia de una topografía ondulatoria tiene una dinámica muy característica, basada en la canalización de dichos flujos a través de las cuencas topográficas, que presentan una estructura vertical compleja y que perturban la dinámica de la atmósfera libre.

### **1.5.2 Objetivos específicos**

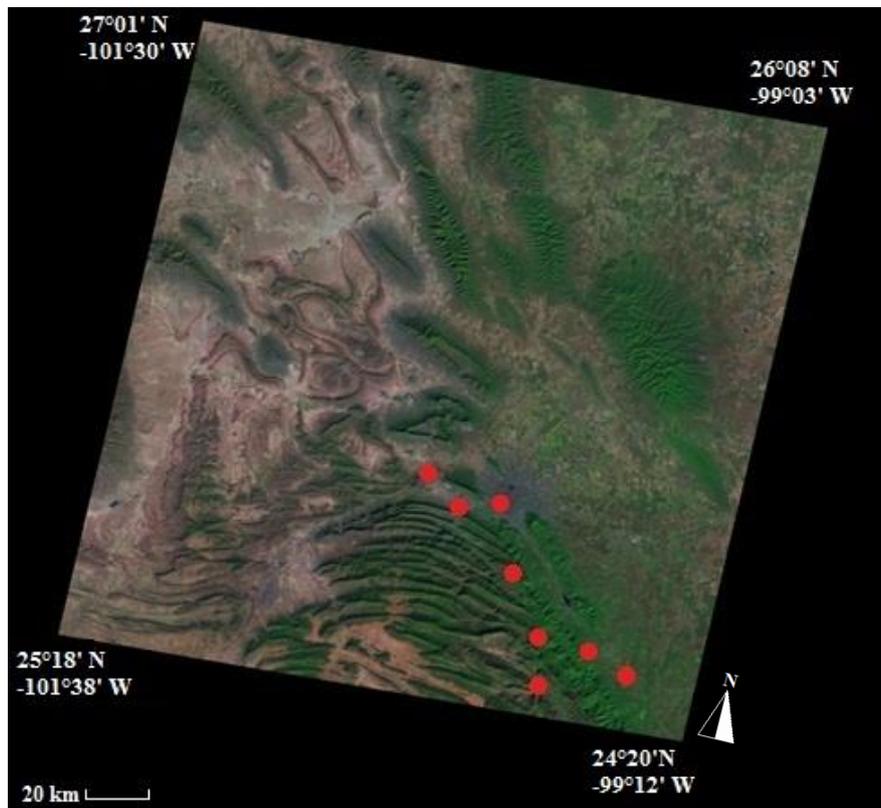
- Entender la evolución de eventos extremos como huracanes, frentes fríos y ondas cálidas a lo largo de un terreno ondulatorio topográficamente complejo.
- Identificar los fenómenos meteorológicos propios de un sistema de valle-montaña.
- Analizar los efectos de la topografía accidentada, si es que los hay, sobre una zona urbana cercana (Monterrey).

# Capítulo II.

## ZONA DE ESTUDIO

### 2.1 Ubicación geográfica

El área de estudio se localiza en el noreste de la Provincia Geológica de la Sierra Madre Oriental (SMOr), la cual limita al sur con el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), al norte con la Región del Big-Bend en Estados Unidos de América, al este con la Plataforma Burro-Picachos y la Cuenca Tampico-Misantla y al oeste con el Altiplano Mexicano (INEGI, 2018). El conjunto de escarpes seleccionados para este trabajo pertenece a la porción norte del área protegida del Parque Nacional Cumbres de Monterrey ubicado en el estado de Nuevo León. Dicha sección norte corresponde territorialmente a ocho municipios: Allende, García, Montemorelos, Monterrey, Rayones, Santa Catarina, Santiago y San Pedro Garza García (Fig.2.1).



**Figura 2.1.** Ubicación del conjunto de escarpes que forman la zona onduladora de la Curvatura de Monterrey. Los puntos rojos indican la localización de los 8 municipios a los que pertenece la zona de estudio (Landsat 7, 2018).

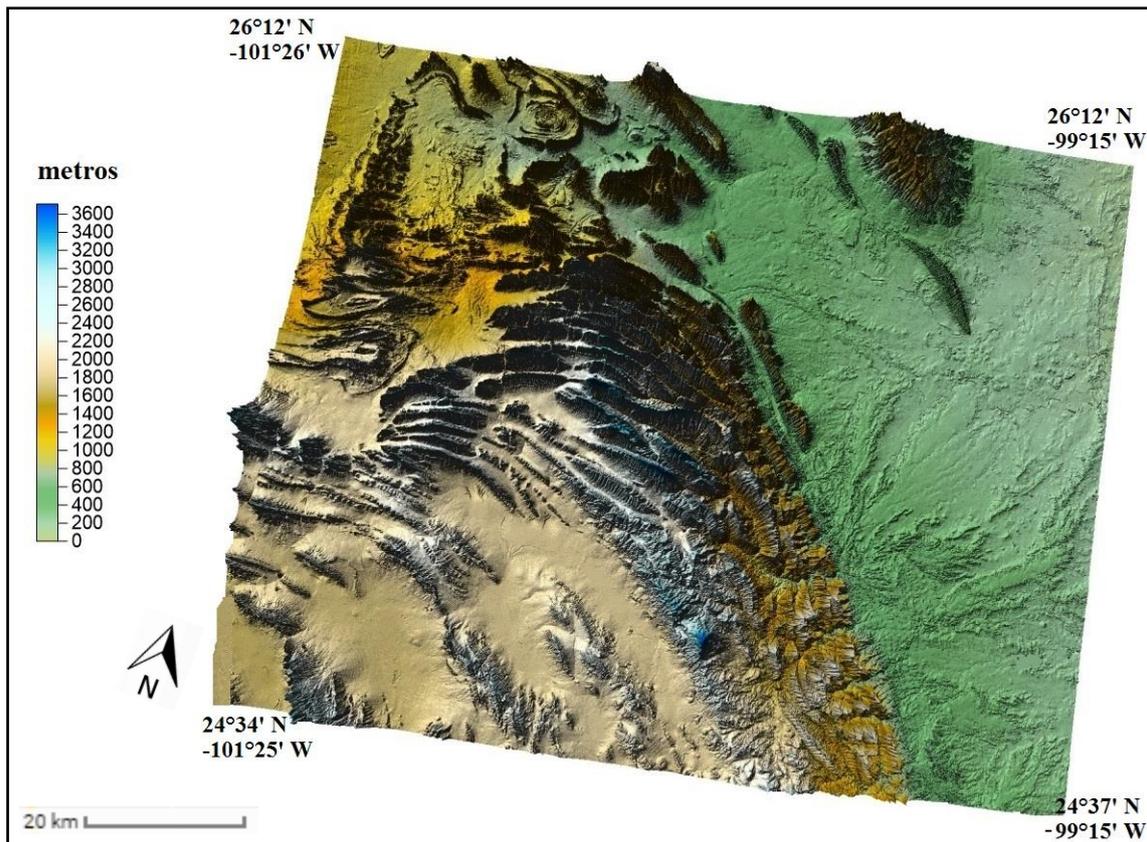
## **2.2 Topografía**

La porción de la SMOr que corresponde a la zona de interés, es un conjunto de sierras menores de estratos tableados en donde el plegamiento se manifiesta de múltiples maneras. Su forma más notable es la que produce una topografía de fuertes ondulados paralelos. Las crestas reciben el nombre de anticlinales y los valles se conocen como sinclinales (INEGI, 2018). En el área se encuentran condiciones variables de topografía, pendiente y orientación de laderas, el rango de elevación va desde los 200 hasta los 3,400 metros sobre el nivel del mar (msnm) (Fig.2.2). Las pendientes dentro de las cuencas son variables en extremo, por una parte se pueden encontrar valores de 0° en las zonas más planas, hasta valores de más de 170° en ciertas partes de la Sierra, donde los sedimentos marinos se encuentran en posición vertical (PCM, 2006).

La flexión de las rocas en las crestas las estira y las fractura, haciéndolas más susceptibles a los procesos erosivos. Es por ello que en su estado actual de desarrollo, son comunes en esta sierra las estructuras constituidas por dos flancos residuales de un anticlinal, con un valle al centro. Los plegamientos de la zona marginal de la unidad central se caracterizan por anticlinales más sencillos, con pliegues sin complicaciones, a excepción de fallas de desplazamiento con poco corrimiento como en la Sierra de Papagayos, localizada al este de las cuencas. Los flancos de estas unidades son tendidos de 5 a 25° y de poca longitud y extensión.

## **2.3 Geología y Estratigrafía**

La SMOr está compuesta por una potente serie de rocas sedimentarias que varían en edad desde el Triásico hasta el Terciario, las cuales fueron depositadas sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico. Por su litología, las rocas sedimentarias consisten de calizas, margas, areniscas, lutitas, fosforitas, rocas evaporíticas (yeso, anhidrita, halita) travertino y conglomerados con formación de aluvión que puede observarse sobre todo en los alrededores de las localidades de El Rincón, El Tejocote y El Pinal.



**Figura 2.2.** Topografía de la zona de estudio.

Las rocas más antiguas reportadas dentro de la zona de estudio son del Jurásico, y consisten de una secuencia evaporítica constituida por anhidrita, yeso y halita con intercalaciones de calizas, lutitas y areniscas. Este tipo de rocas afloran en el Anticlinal de los Muertos y en el Cañón de la Huasteca como pequeñas intrusiones en calizas de la Formación Zuloaga. Por otra parte, se han reportado los yesos de la Formación Minas Viejas en contacto con la Formación Méndez del Cretácico Superior, en el área de Rayones, Nuevo León. Las rocas del Terciario están representadas por brechas sedimentarias cementadas por carbonato de calcio, además de brechas tectónicas, terrazas de sedimentos fluviales, sedimentos de talud o abanicos aluviales constituidos por coluvión, derrubio, proluviación, sedimentos fluviales recientes y caliche (PCM, 2006).

La estructura en forma de pliegues que presenta la zona de estudio es el resultado de un esfuerzo de compresión tectónica con orientación NNE-SSW con la que la Orogenia plasmó la figura de la SMO durante la etapa tardía de la deformación Laramide, transformando la compresión a una orientación E-W, deformando el cinturón plegado y cabalgado de dicha sierra. Dicha deformación es conocida como Curvatura de Monterrey,

y precipita hacia las sierras del sur del estado de Coahuila y al norte del estado de Zacatecas.

La deformación fue de tal magnitud que creó toda una provincia geológica compuesta por una cadena montañosa de origen sedimentario marino, formada por una serie de plegamientos alargados paralelos, hechos de roca caliza de origen calcáreo, separados por valles profundos con suelos de origen aluvial, que después de emerger sufrieron el modelado a causa del intemperismo debido a la acción del agua y el viento (Ramos *et al*, 2012). Las variaciones de forma, longitud y amplitud de los pliegues están íntimamente relacionadas a variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas contenidas en el sistema de pliegues del área de estudio. De acuerdo con el estilo de plegamiento, la Curvatura de Monterrey se divide en cuatro áreas: área norte, área sur, área de basamento somero y área de vergencia opuesta. Un rasgo característico en la Curvatura de Monterrey es la presencia de fallas de cabalgadura en la parte oriental, siendo principal la Cabalgadura Frontal, con una longitud de más de 200 km y buzamiento promedio del plano de falla de 30° al suroeste, y que se extiende desde la ciudad de Monterrey hasta Ciudad Victoria en el estado de Tamaulipas.

## **2.4 Climatología**

Las cuencas de estudio están localizadas climatológicamente dentro de la zona subtropical de alta presión; la posición en cuanto a latitud y altitud sobre el nivel del mar a la que se encuentran interviene en el comportamiento climático influido por masas de aire marino, continental y de circulación superior que dan lugar a un solo máximo térmico, típico de las zonas subtropicales, así como a un amplio rango térmico, característico de estas regiones (Saldívar *et al.*, 2007). La circulación general de los vientos durante el verano, se debe al movimiento estacional del centro anticiclónico “Bermuda-Azores”. Durante esta estación, el centro anticiclónico se desplaza hacia el norte, sobre el Golfo de México, genera una circulación superficial y profunda de los vientos alisios, de fuerte intensidad y amplitud. Esta circulación es de vientos húmedos, por ser marinos, que penetran en el país por las costas del Golfo de México, alcanzando alturas mayores a los 4,000 msnm. Al chocar con la SMO se produce una abundante precipitación, razón por la que la humedad se encuentra en la pendiente noreste de la

SMOr y la vertiente suroeste es afectada por el efecto de sombra de lluvia; sin embargo, el viento de gran altura que logra sobrepasar dicha barrera se desplaza hacia gran parte de la Altiplanicie Mexicana y sólo en el extremo norte la precipitación es mayor.

Es también en el verano cuando se tiene la mayor ganancia de energía, lo que significa temperaturas más altas que llegan a su máximo en julio y agosto. A partir de septiembre, la temperatura se ve amortiguada con el aumento de la precipitación por la influencia ciclónica. Este descenso continúa hasta llegar a su mínimo en los meses de diciembre y enero al presentarse la circulación invernal (Muñoz *et al.*, 2014). Por otro lado, a finales del otoño, al desplazarse hacia el sur la zona subtropical de alta presión, la circulación ciclónica decrece e inicia el predominio de la circulación ciclónica de los vientos del oeste, típicos de la circulación en latitudes medias. En su base, estos vientos son menos húmedos que los alisios e imprimen al aire la sequedad que predomina en la mayor parte de la mitad fría del año. En esta época se presentan invasiones de masas de aire polar que originan fuertes descensos térmicos y que corresponden a las masas de aire continental generadas en el centro norte de Estados Unidos y Canadá. La circulación invernal presenta una modificación con la prevalencia de la circulación meridional y, por ello, existe un aumento creciente de frentes fríos que provocan las precipitaciones de tipo frontal existentes en la zona de estudio, cuya presencia provoca la humedad que soporta los descensos de temperatura durante el invierno.

En cuanto a las condiciones meteorológicas generales de la región, se presenta un máximo térmico coincidente con la posición del sol en el zenit durante el verano. Esto significa que existe un almacenamiento creciente de energía desde la estación de invierno. El máximo térmico y de radiación solar se presentan en el mes de julio. En los meses de diciembre y enero se presentan las menores temperaturas en el área. A partir de aquí, la temperatura queda sujeta a modificaciones provocadas por la invasión de masas de aire más frío y húmedo, de manera que los descensos térmicos son de alrededor de 3°C hacia el mes de septiembre. En octubre y noviembre, se inicia la penetración de las masas frías del norte, que incrementan el enfriamiento normal del suelo, por lo que en diciembre y enero se alcanzan los mínimos térmicos entre los 13 y 15°C en la mayoría de las estaciones meteorológicas.

El comportamiento de la precipitación en la zona se debe a que la parte norte de la República Mexicana es una zona de lluvias escasas donde la aridez responde a la situación geográfica respecto a la faja subtropical de alta presión. Los diagramas ombrotérmicos tomados del INECC<sup>3</sup> para el estado de Nuevo León, dan a conocer los periodos de sequía y de exceso de precipitación sobre la región en base a datos climatológicos, dichos diagramas señalan que casi toda el área tiene mayor influencia de las lluvias estacionales de verano, donde las precipitaciones originan fuertes chubascos de tipo convectivo y sólo hacia el sur y suroeste, las lluvias presentes son de tipo orográfico por lo que también son abundantes. Al activarse la circulación ciclónica en septiembre, se vuelve a sentir en el área la influencia de masas de aire húmedo que tienen cada vez mayor importancia como productoras de lluvia en la región.

## **2.5 Tipo de suelo y vegetación**

Las condiciones de elevación, pendientes y orientación de las cuencas topográficas, originan un efecto de sombra de lluvia, debido al patrón general de vientos en la región. Esta combinación de factores da origen al establecimiento de masas forestales en las laderas norte y noreste de la SMO<sub>r</sub> y en el Cerro de las Mitras, así como en toda la Sierra del Cerro de la Silla (Muñoz *et al.*, 2014). La humedad condicionada por los patrones generales de clima, juega un papel importante en la distribución de la vegetación. Este fenómeno crea un efecto de aridez en las vertientes de sotavento, lo cual refleja un cambio dramático en la fisonomía de la vegetación. A medida que decrecen la humedad y la temperatura, se promueve el establecimiento de comunidades mesotérmicas como los bosques de coníferas y de encinos que destacan en las elevaciones de la Sierra.

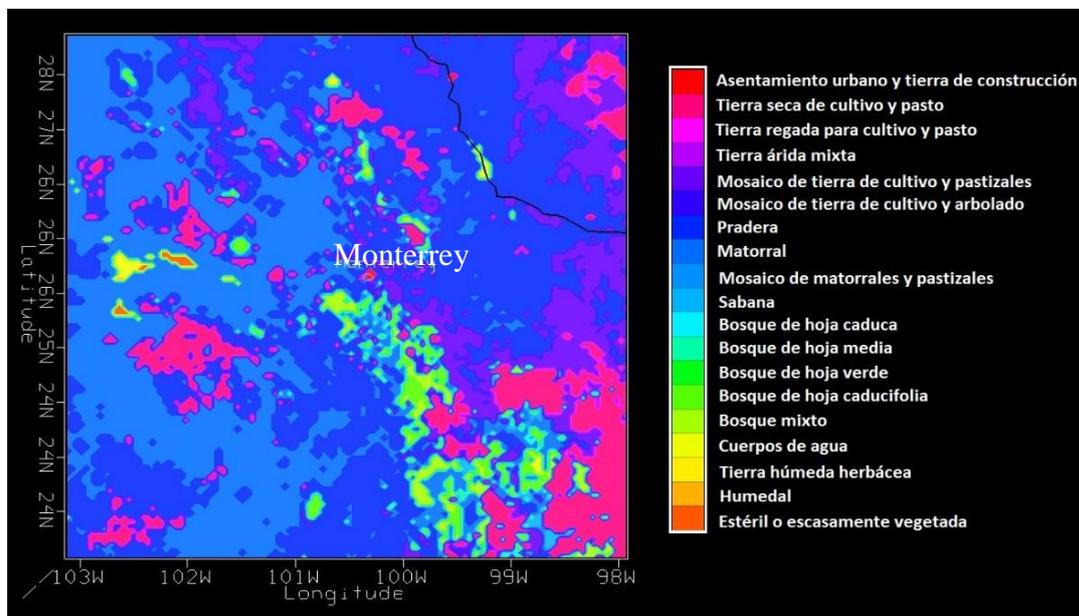
La cantidad y tamaño de la vegetación primaria está determinada por la cantidad de agua disponible, reflejada en una variedad de formas de baja altura de los árboles (mejor conocidos como chaparrales), hasta las asociaciones de matorrales xerófilos, de las zonas más secas (Fig.2.3). Estas zonas semiáridas están asociadas siempre a vegetación desértica, donde la evapotranspiración es mayor que la precipitación pluvial y el agua no alcanza a percolar a través de todo el perfil del suelo. La mayor parte de los suelos son

---

<sup>3</sup> Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC) (2018).  
<http://www.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/451/cap3.html>

poco profundos y de texturas gruesas y en ocasiones presentan subsuelos duros o poco permeables. Todos estos tipos de suelo pueden estar sujetos a desertificación y a la pérdida por erosión, tanto eólica como hídrica.

Existen en las planicies y en los taludes medios e inferiores, suelos delgados y poco desarrollados como los litosoles, rendzinas y regosoles, que dan origen a matorrales con características arbustivas como el chaparro prieto y el cenizo. Las condiciones naturales y el uso dado a los suelos de la planicie propician una concentración excesiva de sales que culmina en la formación de horizontes salinos. Además, estos suelos presentan en su perfil carbonatos de calcio, con lo cual se forma en algunos de ellos, horizontes cálcicos y petrocálcicos (Muñoz *et al.*, 2014).



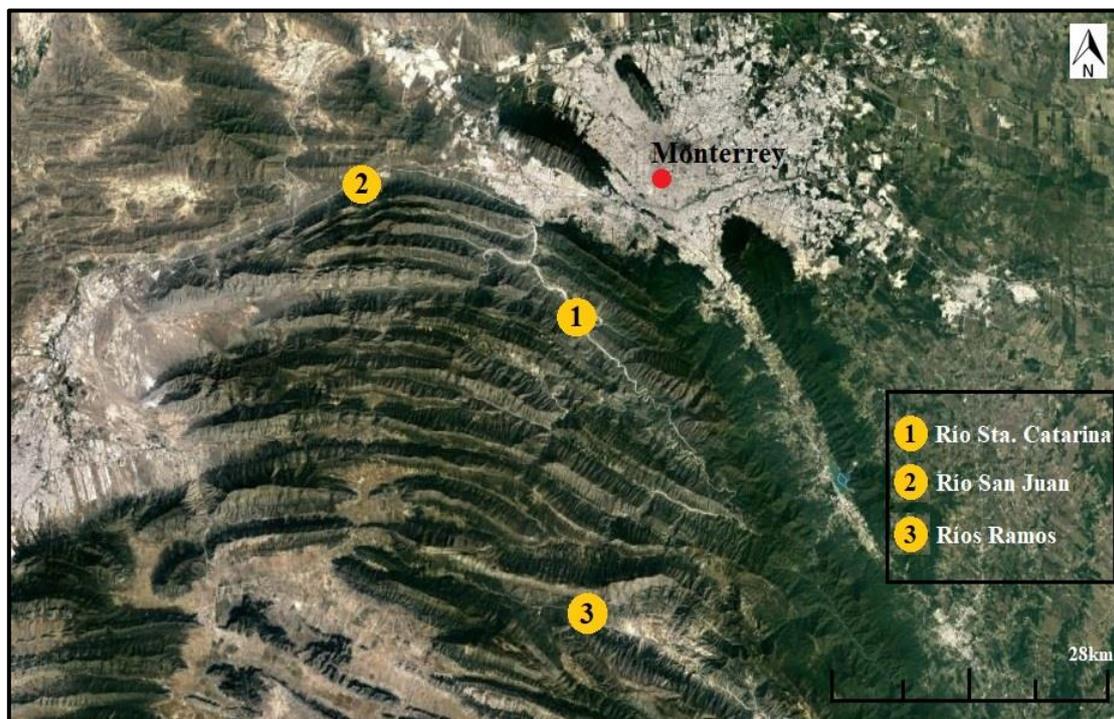
**Figura 2.3.** Tipo y uso de suelo de la zona de estudio de acuerdo a la clasificación del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés, 2017).

## 2.6 Hidrología

La zona de estudio forma parte de la región hidrológica del Río Bravo, por ello, y debido a su forma escarpada, se originan varias corrientes pluviales importantes que destacan ya sea por su caudal o por su posición geográfica, como lo son: El Río Santa Catarina, que sobresale por ser el afluente de mayor extensión y cobertura, presentando un área de captación superior al 80% de la superficie total de la zona (Saldívar *et al.*, 2007). En el arroyo San Juan se capta el agua proveniente de arroyos o afluentes de las faldas de las

montañas ubicadas sobre las porciones sur y noreste, dando paso a su vez al Río Santa Catarina antes mencionado. La cuenca del Río San Juan, es una de las más importantes del estado de Nuevo León, ya que provee de agua a la zona metropolitana de Monterrey y otros municipios a través de varios embalses entre los cuales destacan varias presas y un acueducto construido al norte de la zona para abastecer de agua con fines domésticos a la zona sur de Monterrey. Otro de los afluentes importantes es el Río Ramos, el cual se encuentra en el extremo sureste del área de estudio, y que se origina del depósito de recursos hídricos de arroyos y cañones (Fig.2.4).

En cuanto a la hidrología subterránea, el Programa de Conservación y Manejo (2006) indica que el área de estudio correspondiente a la Sierra Madre Oriental se caracteriza por presentar múltiples fracturas y fallas, lo que produce un área de alta permeabilidad. Las rocas dominantes son calizas y funcionan como zonas de recarga de acuíferos libres y confinados. Los niveles estáticos de agua son profundos y su calidad varía de tolerable a dulce.



**Figura 2.4.** Localización de las corrientes pluviales más importantes dentro de la CM. (Google Earth, 2018).

# Capítulo III.

## METODOLOGÍA

### 3.1 Simulaciones numéricas

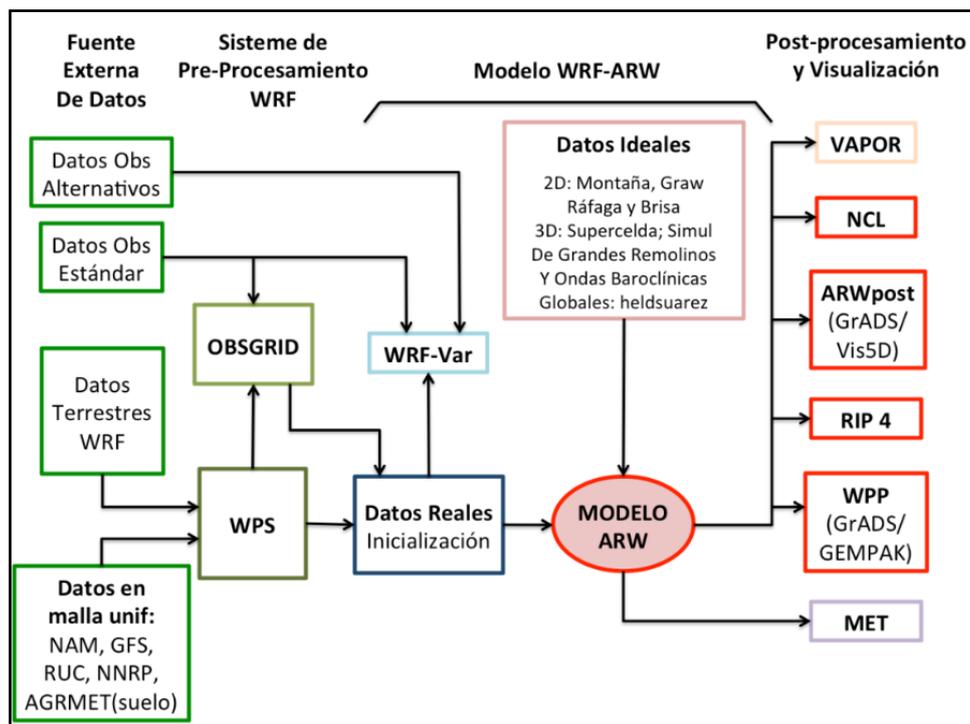
Para investigar la interacción de procesos dinámicos como huracanes, ondas tropicales y frentes fríos con la compleja topografía de la Curvatura de Monterrey se llevó a cabo una serie de experimentos numéricos. Estos experimentos se realizaron con la finalidad de tener una idea más clara de las dinámicas resultantes y de este modo coadyuvar a tener una mejor predicción de que puede ocurrir ante la incidencia de fenómenos naturales tan comunes como los frentes fríos en invierno y las ondas cálidas en verano. A continuación se hace una descripción de la metodología empleada en este trabajo de investigación.

#### 3.1.1 Descripción del modelo WRF

El Weather Research and Forecasting System (WRF) es un modelo no hidrostático de predicción numérica de mesoescala de avanzada generación, diseñado tanto para la investigación atmosférica como para las aplicaciones de pronóstico operacional. Cuenta con dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos, y un diseño de software que soporta cómputo paralelo y la extensibilidad del sistema. El modelo es útil para una amplia gama de aplicaciones meteorológicas que conllevan escalas espaciales desde pocos metros hasta miles de kilómetros (Skamarock *et al.*, 2008).

El modelo está desarrollado en base a colaboraciones de diversas instituciones estadounidenses como lo son el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR por sus siglas en inglés), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés) la cual está representada por el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP por sus siglas en inglés); también colaboran la Agencia de Pronóstico de la Fuerza Aérea (AFWA por sus siglas en inglés), el Laboratorio Naval de Investigación de la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación (FAA por sus siglas en inglés).

Para el campo de la investigación, el WRF produce simulaciones basadas en condiciones atmosféricas reales, es decir, a partir de observaciones y análisis ya existentes o bien, produce simulaciones basadas en condiciones idealizadas. Para ello, cuenta con dos solucionadores dinámicos, conocidos como el núcleo ARW (Advanced Research WRF) y el núcleo NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), cada módulo es soportado por diversas dependencias gubernamentales de las anteriormente mencionadas. Para el desarrollo de este trabajo se utilizó el módulo ARW desarrollado por el NCAR (Skamarock *et al.*, 2008) (Fig.3.1).



**Figura 3.1.** Esquema de funcionamiento, módulos y desarrollo del modelo WRF (Skamarock *et al.*, 2008).

Además, el modelo cuenta con una amplia gama de parámetros físicos los cuales permiten al usuario combinar las condiciones físicas del modelo para llegar a una mejor aproximación del escenario real que se desea simular. Entre los parámetros físicos con los que cuenta el modelo se encuentran los relacionados a los procesos de radiación en la atmósfera libre tanto de onda corta como onda larga, las transferencias entre la atmósfera y la superficie del suelo, las características físicas de la superficie (como el albedo, la humedad, la rugosidad, la temperatura, entre otras), el comportamiento de los flujos en la capa límite planetaria, los procesos de difusión vertical y turbulencia, los procesos para la formación de nubes, así como la microfísica dentro de las nubes.

### 3.1.2 Descripción de datos del modelo

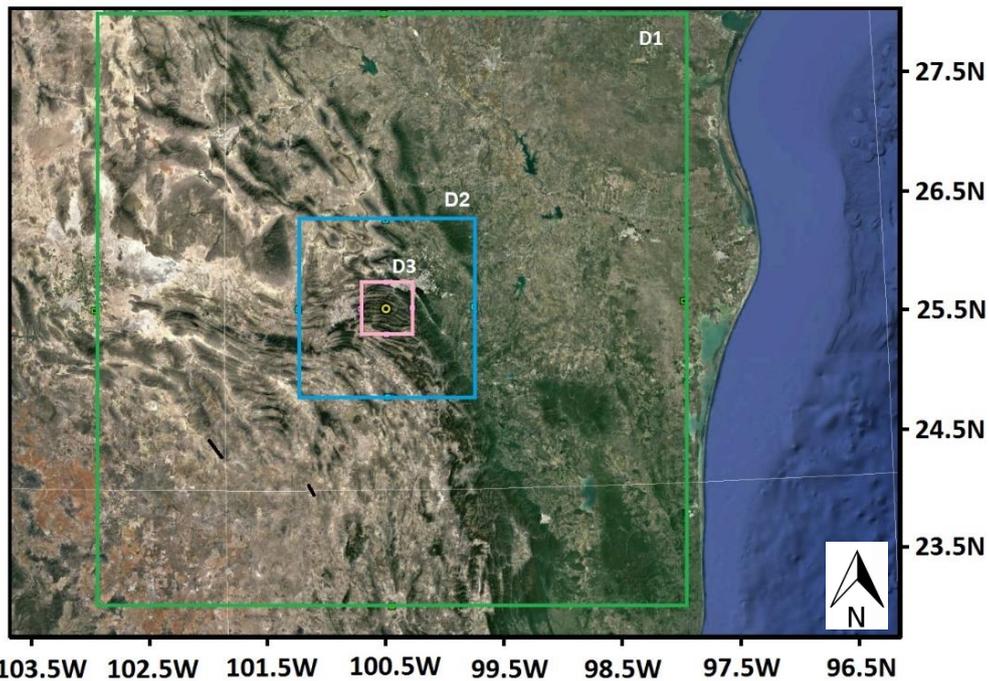
Cómo puede observarse en el esquema que describe el funcionamiento del modelo (Fig.3.1), se requiere de una fuente externa de datos para la inicialización del modelo, en el caso de este trabajo las condiciones iniciales y de frontera fueron tomadas a través de los datos del llamado Análisis Final de NCEP que pertenece al Sistema de Pronóstico Global (GFS, por sus siglas en inglés), los cuales tienen una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  y una resolución temporal de 6 horas. Para cumplir con los objetivos descritos en la sección 1.5 de este trabajo, los datos seleccionados cubrieron los periodos del 22 de junio al 05 de julio del 2010, del 1° al 31 de enero del 2012, del 1° al 31 de mayo del 2012, del 1° al 31 de julio del 2012 y del 1° al 31 de octubre del 2012. Por otra parte, se modificaron los datos de topografía originales del modelo, sustituyéndolos por datos de elevación digital conocidos como SRTM 90m (Shuttle Radar Topographic Mission). Estos datos son producidos por la NASA y proveen información accesible de alta calidad topográfica para cualquier parte del mundo, tienen una resolución espacial de 3 arc sec que se traducen en 90 metros de resolución horizontal disponibles en mosaicos de  $5^\circ \times 5^\circ$  (Jarvis *et al.*, 2008).

### 3.1.3. Descripción de los experimentos

Para el correcto funcionamiento del WRF, se requiere del diseño de uno o varios dominios de simulación, los cuales deben abarcar la zona de interés a través de una malla que contenga  $n$  número de puntos, y también debe contener especificaciones de resoluciones espaciales, temporales y de terreno. Sobre dichos dominios el modelo realiza las simulaciones y genera la información meteorológica para cada punto de la malla. En este trabajo, se utilizó la versión 3.6.1 del modelo WRF y se diseñaron 3 dominios. Un dominio madre (D1) con una resolución espacial de 4.5 km, una malla de 120 x 120 puntos cubriendo así un área total de 540 km<sup>2</sup> y una resolución temporal de 3 horas. Un dominio anidado (D2) con una resolución espacial de 1.5 km, una malla de 106 x 106 puntos que cubre una extensión de 159 km<sup>2</sup> y con una resolución temporal de 1 hora. Y otro dominio anidado (D3) con una resolución de 500 metros, una malla de 94 x 94 puntos los cuales cubren una extensión total de 47 km<sup>2</sup> y una resolución temporal de 10 minutos (Tabla 3.1). Los dominios están centrados en las coordenadas decimales 25.491 N y -100.521 W, con una proyección de mapa tipo Lambert, y 29 niveles eta en la vertical (Fig.3.2).

**Tabla 3.1.** Configuración de los dominios utilizados para todos los casos de estudio.

	<span style="color: green;">■</span> <b>D1</b>	<span style="color: blue;">■</span> <b>D2</b>	<span style="color: purple;">■</span> <b>D3</b>
<b>Resolución temporal</b>	3 horas	1 hora	10 minutos
<b>Resolución espacial</b>	4.5 km	1.5 km	500 metros
<b>Número de puntos</b>	120 x 120	106 x 106	94 x 94
<b>Cobertura total</b>	540 km <sup>2</sup>	159 km <sup>2</sup>	47 km <sup>2</sup>
<b>Topografía</b>	SRTM90	SRTM90	SRTM90



**Figura 3.2.** Dominios descritos en la Tabla 3.1, utilizados para todos los casos de estudio. D1 (verde), D2 (azul), D3 (rosa) (Google Earth, 2018).

Como ya se mencionó anteriormente, la parte física es de gran relevancia ya que aproxima al modelo a las condiciones reales de la zona de estudio. Para ello se plantearon cuatro experimentos de simulación, en los cuales se realizaron cambios o combinaciones distintas en los parámetros físicos con la finalidad de identificar la configuración que mejor simule la dinámica meteorológica en la CM. Dichos experimentos fueron tomados en base a trabajos análogos sobre terrenos complejos (Luna, 2016; Meij *et al.*, 2009; Méndez *et al.*, 2016; Jiménez & Dudhia, 2013).

En la Tabla 3.2 pueden observarse los esquemas utilizados para cada experimento y sus modificaciones en los distintos parámetros físicos. Los procesos para la formación de nubes se identifican con el parámetro *cu*, la microfísica dentro de las nubes con el parámetro *mp*, los procesos de radiación de onda larga corresponden al parámetro *lw*, mientras que la radiación de onda corta corresponde a *sw*, los mecanismos de transferencia del suelo con la atmósfera se identifican con *sf\_sfclay*, las características del suelo están dadas en *sf\_surface* y el comportamiento de los flujos en la capa límite planetaria está dado con el parámetro *pbl*, como se muestra a continuación.

**Tabla 3.2.** Parametrizaciones físicas y esquemas utilizados en los cuatro experimentos. E-01: Luna, 2016; E-02: Meij *et al.*, 2009; E-03: Méndez *et al.*, 2016; E-04: Jiménez & Dudhia, 2013.

Experimento	cu	mp	lw	sw	sf_sfclay	sf_surface	pbl
E – 01	KF	WSM3	RRTM	Dudhia	ETA	NOAH	YSU
E – 02	KF	WSM6	RRTMG	RRTMG	MMO	NOAH	YSU
E – 03	KF	WSM3	RRTM	Dudhia	MMO	NOAH	YSU
E – 04	KF	WSM6	RRTM	Dudhia	GFS	MM5	ACM2

En cuanto al proceso de formación de nubes (*cu*), para los cuatro experimentos se utilizó el esquema conocido como Kain-Fritsch (KF) el cual se caracteriza por ser un esquema que considera tanto la convección profunda como la no profunda usando un enfoque en los flujos de corrientes descendentes y despreciando la escala de tiempo del CAPE (Kain *et al.*, 2006). Para la microfísica de nubes (*mp*) se utilizó en los experimentos 1 y 3 el esquema llamado WSM de 3 clases (WSM3) y en los experimentos 2 y 4 el esquema WSM de 6 clases (WSM6). El *WSM3* se caracteriza por ser un esquema simple que considera los procesos de hielo y nieve adecuados para tamaños de malla de mesoescala (Hong *et al.*, 2009). Por su parte el *WSM6* considera además del hielo y la nieve, otras formas de agua sólida como el graupel (granos de hielo), además este esquema es recomendado para simulaciones de altas resoluciones como es el caso del presente trabajo (Hong & Lim, 2006).

El esquema de radiación de onda larga (*lw*) utilizado en los experimentos 1, 3 y 4 fue el modelo de transferencia radiativa rápida (RRTM por sus siglas en inglés) el cual cuenta con factores de bandas múltiples, gases traza y datos microfísicos, todos variando en el tiempo, esta opción es la más utilizada en las simulaciones realizadas a través del WRF

(Mlawer *et al.*, 1997). Por otra parte, en el experimento 2 se utilizó el *RRTMG* que es una nueva versión del *RRTM* pero que incluye algunas mejoras como el método de superposición de nubes al azar y mayores coeficientes de precisión para los gases traza (Iacono & Nehr Korn, 2010). Sobre la radiación de onda corta (sw), los experimentos 1, 3 y 4 fueron diseñados con el modelo *Dudhia* el cual va de la mano siempre que el esquema elegido en *lw* haya sido *RRTM*. Este, es un esquema de integración descendente simple y eficiente en sistemas de nubes y considera su propiedad de absorción así como la dispersión en cielo despejado, estimando además efectos de sombreado debido a las nubes (Dudhia, 2014). Mientras que en el experimento 2 se utilizó la opción de *RRTMG* que tiene las mismas características que en onda larga.

Para los procesos de interacción suelo-atmósfera, los experimentos 2 y 3 utilizan el esquema de similitud MM5 basado en Monin-Obukhov (MMO) el cual toma en cuenta las propiedades del subsuelo (Beljaars *et al.*, 2004). El experimento 1 utiliza el esquema de similitud eta (ETA) basado en las propiedades de longitud de rugosidad térmica y en las funciones de similitud estándar (Janjic, 2003). La prueba 4 utiliza el esquema del sistema de pronóstico global de NCEP conocido como GFS (GFS), donde se consideran parámetros como el estrés superficial y los flujos de calor latente usando una formulación basada en Miyakoda y colaboradores (1986) modificada para situaciones estables e inestables.

El esquema utilizado en las pruebas 1, 2 y 3 para caracterizar las propiedades del suelo fue el modelo de superficie terrestre Noah (NOAH) el cual contiene información de temperatura y humedad del suelo en cuatro capas, así como la cobertura vegetal (Tewari *et al.*, 2004). El experimento 4, hace uso del esquema de difusión térmica de 5 capas (MM5), que como su nombre lo dice tiene la información de las propiedades del suelo utilizando 5 capas (Dudhia, 2014). Por último, los procesos dentro de la capa límite planetaria fueron representado en los experimentos 1, 2 y 3 por el esquema de la Universidad de Yonsei (YSU) que se caracteriza por contar con una capa de arrastre explícita no local y un perfil parabólico en capas mixtas inestables (Hong & Lim, 2006). Mientras que para el experimento 4, se empleó el modelo *ACM2* el cual es un modelo no convectivo asimétrico que toma en cuenta los procesos de mezcla ascendentes y descendentes de manera local (Gilliam & Pleim, 2010).

## 3.2 Casos de estudio: Eventos extremos

Como se mencionó en el apartado 1.5.2 de este trabajo, uno de los objetivos fundamentales es el análisis del comportamiento de eventos extremos al atravesar la topografía onduladora de la Curvatura de Monterrey. Conocer el desarrollo de estos fenómenos al pasar por las diferentes cuencas y su impacto en cada una de ellas, así como en la mancha urbana de la ciudad de Monterrey son cuestiones interesantes a considerar. Diferente autores (Harrison *et al.*, 2000; Xie *et al.*, 2010) han demostrado en sus trabajos que las condiciones extremas ejercen sobre los flujos mayor presión y generan importantes gradientes de presión, temperatura, humedad relativa y con ello modifican las características promedio de la región. Por ello se han elegido 3 eventos extremos los cuales tienen características meteorológicas muy distintas entre sí y son hasta cierto punto comunes en ocurrencia dentro de la zona de estudio. Por un lado se eligió el huracán Alex que tuvo lugar durante junio del 2010, también se escogió el frente frío #25 de la temporada 2011-2012 y por último la onda cálida que se dio durante mayo del 2012.

### 3.2.1 Huracán “Alex”, 2010

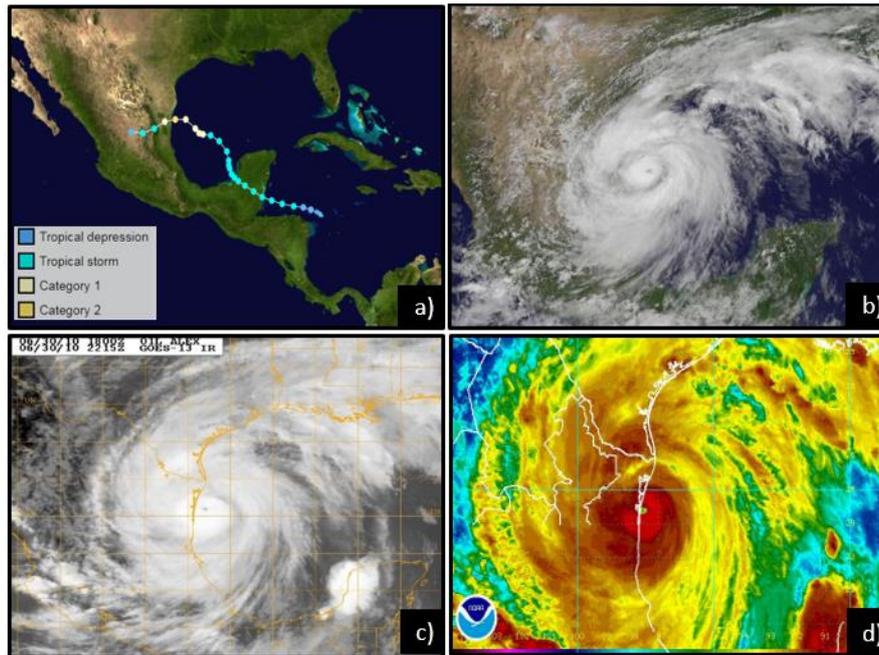
El 12 de junio del 2010, una onda tropical proveniente del occidente de África se desplazó a lo largo de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI). A partir de entonces y hasta el 20 de junio la perturbación cruzó el Caribe con un ambiente propicio para su desarrollo, debido a la cizalladura del viento en los niveles altos de la atmósfera. El 21 de junio se organizó para pasar a categoría de depresión tropical mientras pasaba por las islas de Puerto Rico y más adelante en Cuba dejando en estos lugares abundante convección. Para el 24 de junio el sistema tomó más fuerza hacia el sur de Jamaica, y hacia las últimas horas de ese día la actividad eléctrica del sistema fue en aumento y comenzó a descender la presión atmosférica en la zona afectada. El 26 de junio el Centro Nacional de Huracanes (NHC por sus siglas en inglés) elevó el sistema a intensidad de tormenta tropical, llamándola “Alex”. La tormenta tropical fue un sistema de grandes dimensiones, con un diámetro de fuerte convección de más de 700 km al momento de tocar tierra en la costa de Belice (CONAGUA, 2010) (Fig.3.3).

Durante la tarde del 27 de junio el centro de circulación de “Alex” se situó sobre el Golfo de México. “Alex” continuó organizándose durante los siguientes dos días (28 y 29 de

junio), aunque con mayor lentitud debido al ingreso de una masa de aire seco en la circulación del sistema. Para la noche del 29 de junio, ascendió a huracán categoría 1, siendo el primer huracán de la temporada 2010 y el primero que se formaba en la cuenca del Atlántico en el mes de junio desde 1995. “Alex” mantuvo su gran diámetro de intensa convección de aproximadamente 900 km y continuaba fortaleciéndose. El 30 de junio “Alex” tocó tierra como huracán de categoría 2 en el municipio de Soto la Marina, Tamaulipas, México, con vientos de 165 km/hr y una presión atmosférica mínima de 947 hPa. Algunas horas después de hacer entrada en tierra, el sistema se debilitó a una intensidad de categoría 1 y su estructura comenzó a deteriorarse. Sin embargo, la convección continuaba en su centro y diez horas después, “Alex” finalmente descendido a categoría de tormenta tropical, para disiparse después sobre la altiplanicie mexicana en el estado de Zacatecas (SEMARNAT, 2010) (Fig.3.4).

El principal impacto de este fenómeno fue la lluvia torrencial que se registró sobre la región de estudio. En Nuevo León se registraron 542 mm el 1° de julio; el pluviómetro en Estanzuela reportó 890 mm, en Arroyo Seco en el municipio de San Pedro Garza García se registraron 588 mm entre el 29 de junio y el 1° de julio. Otras estaciones de Monterrey reportaron entre 360 y 690 mm de lluvia. En la Tabla 3.3 se da un listado de las estaciones meteorológicas y las correspondientes precipitaciones y en la Figura 3.5 se indican las posiciones de las estaciones meteorológicas dentro de la CM. La Comisión Nacional del Agua (2010) indicó que los acumulados de lluvia que dejó la tormenta, excedieron largamente la lluvia producida por el huracán “Gilberto” en 1988, el cual se consideraba hasta antes de “Alex” como el huracán con mayor remanente de lluvias en el estado dejando 280 mm en la ciudad de Monterrey.

“Alex” tuvo una duración de 150 horas, tiempo que recorrió una distancia aproximada de 2 mil 460 km a una velocidad promedio de 16 km/h. Las acumulaciones de lluvias torrenciales (superiores a 150 mm/24 horas) por aproximadamente 72 horas fueron propiciadas por la notable presencia de un patrón divergente en altura que sirvió como mecanismo de disparo para desarrollar convección severa que le generaba el sector sur de una circulación de alta presión ubicado en el nivel de 200 hPa (aproximadamente 10 km de altura) con centro localizado sobre la región norte de Tamaulipas (CONAGUA, 2010).



**Figura 3.3.** Huracán “Alex”. a) Trayectoria a lo largo del Atlántico. Los puntos muestran la localización de la tormenta y los colores representan la intensidad según la escala Saffir-Simpson (NHC, 2010). b) Imagen satelital (Terra/MODIS) de vapor de agua del día 30 de junio. c) Imagen del satélite GOES-13 del 30 de junio. d) Imagen satelital en canal infrarrojo del día 30 de junio obtenida de la NOAA.

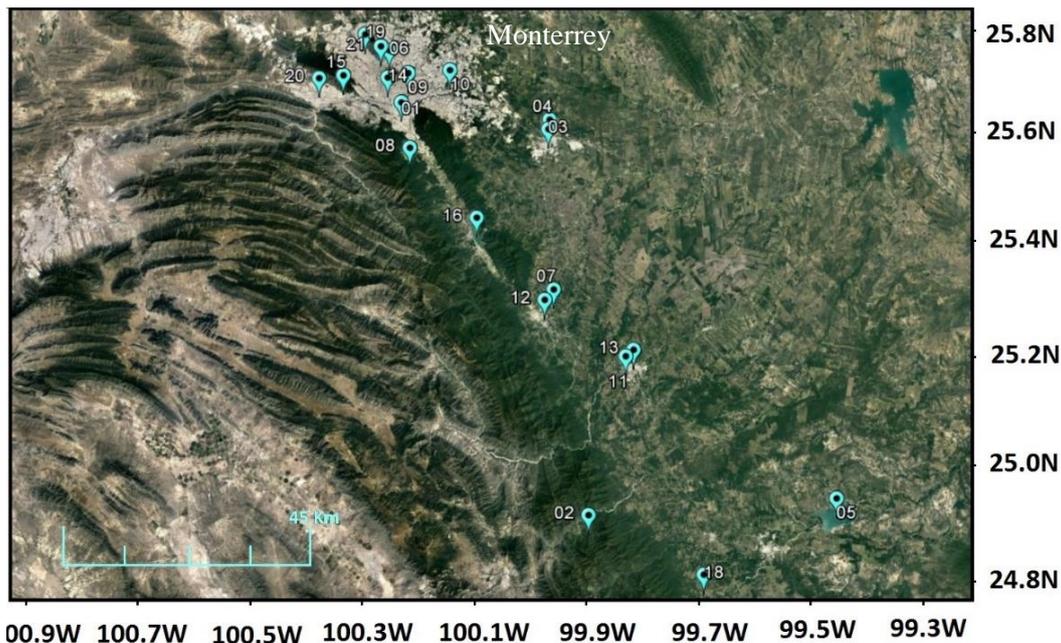
En Nuevo León se reportaron cinco pérdidas humanas y tres desaparecidos en la zona metropolitana de Monterrey, se suspendieron las clases en cinco mil trescientos planteles, con más de un millón de alumnos; hubo inundaciones en avenidas y el desalojo de cientos de familias. Basado en un primer balance, se concluyó que fueron desalojadas más de cuatro mil personas de zonas inundadas, más de sesenta y un mil usuarios se quedaron sin servicios de luz y se suspendió el abasto de agua a setenta mil usuarios del municipio de Santa Catarina y a cuarenta mil del municipio de García. En la zona metropolitana se suspendieron actividades laborales de más de veinticinco mil trabajadores y el sector productivo registró una ausencia de trabajadores del 20 al 25%, generando pérdidas millonarias en dicho sector (SEMARNAT, 2010).



**Figura 3.4.** Mapa sinóptico de las condiciones meteorológicas del 29 de junio del 2010 y cuadro de simbología para interpretación de mapa. (CONAGUA, 2010).

**Tabla 3.3.** Cantidad de lluvia (mm) registrada en 21 estaciones ubicadas en el estado de Nuevo León (Fig.3.5) durante el paso del huracán “Alex” (CONAGUA, 2010).

Estación meteorológica	29/06/10	30/06/10	01/07/10	02/07/10	Total en las últimas 72 horas
01-Arroyo Seco	26.65	10.5	244.25	332.75	587.5
02-Cabezones	20.0	10.5	242.2	207.5	460.2
03-Cadereyta	73.2	34.8	94.9	116.9	246.6
04-Camacho	44.5	4.8	162.2	-	167.0
05-Cerro Prieto	0.0	13.2	192.7	60.1	267.0
06-CU	7.75	3.75	156.0	151.5	311.25
07-El Cerrito	3.4	24.0	313.0	-	337.0
08-Estanzuela	14.5	20.7	446.5	363.0	830.25
09-Fierro	16.0	6.75	187.5	221.25	415.5
10-La Pomona	0.0	20.0	180.0	33.0	233.0
11-Las Adjuntas	20.0	3.0	231.0	131.0	365.0
12-Mitras	9.0	29.0	155.75	208.5	393.25
13-Morelos	0.0	13.1	280.0	-	293.1
14-Monterrey	8.5	6.25	222.25	226.25	458.0
15-Obispo	5.0	35.0	155.25	270.75	461.0
16-La Boca	40.6	12.0	255.7	389.3	657.0
17-PC	21.5	6.0	226.75	381.25	614.0
18-San Francisco	27.0	4.0	118.2	179.5	301.7
19-San Martín	23.0	27.25	170.25	178.25	376.0
20-S. Catarina	23.75	27.75	28.0	336.0	591.75
21-Topo Chico	10.25	3.25	225.0	170.5	399.5



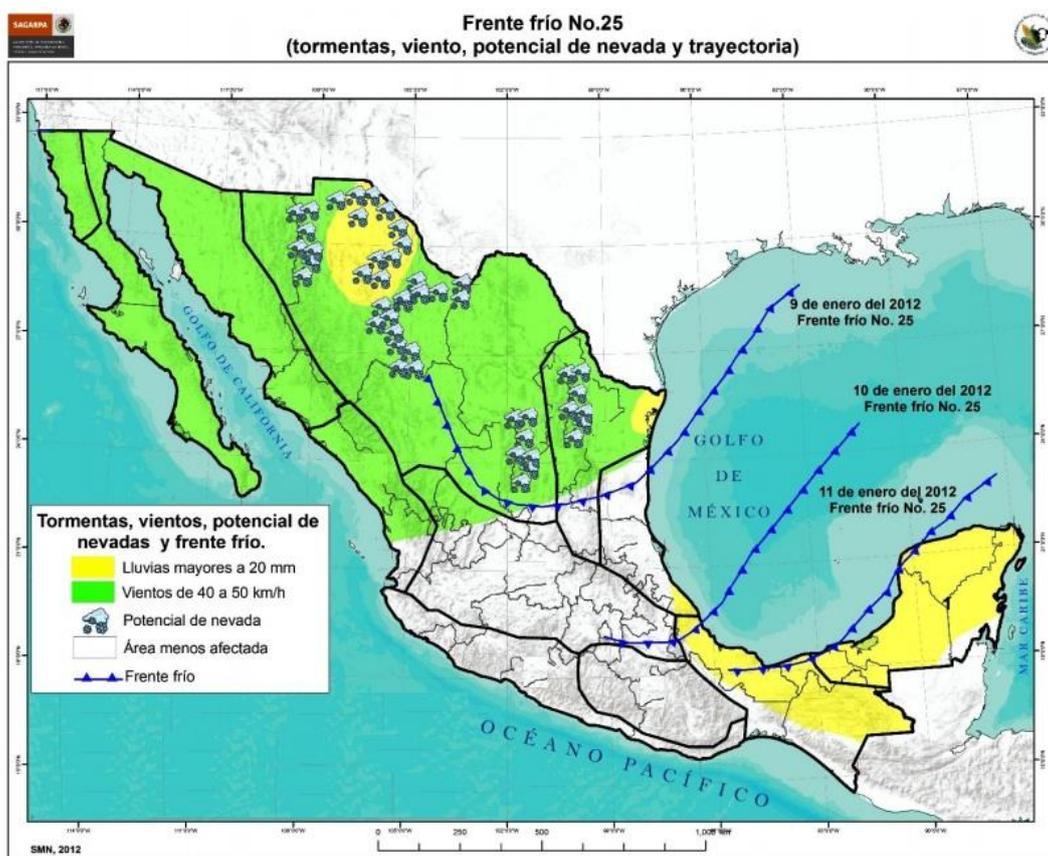
**Figura 3.5.** Localización de las 21 estaciones utilizadas para el registro de lluvia durante el paso del huracán “Alex” (Google Earth, 2018).

### 3.2.2 Frente Frío #25, 2012

Este fenómeno meteorológico se registró en la zona de estudio durante la tarde del 9 de enero y hasta las primeras horas del 10 de enero del 2012. En su transcurso por la CM, el frente frío favoreció el desarrollo de tormentas (60 mm/24 horas) en la sección norte de la ciudad de Monterrey, mientras que en la región sur provocó lluvias de hasta 35 mm, generando también intervalos de chubascos con tormentas puntuales intensas en el oriente y sureste de la región. Además en los escarpes más altos de la sección norte se registraron nevadas y caída de aguanieve con duración de casi 24 horas, con un cielo completamente cubierto y presencia de niebla y neblina en las zonas más altas. El frente frío en combinación con una zona de inestabilidad, provocó un notorio descenso de temperatura, registrando una disminución de hasta 10°C en 24 horas en las regiones más altas de la zona de plegamiento, mientras que en las zonas de planicie se observó una disminución de hasta 4°C en el mismo intervalo de tiempo y en la zona metropolitana el descenso de temperatura fue de 6°C en promedio, alcanzando durante las primeras horas del 10 de enero temperaturas de hasta -8°C, registradas por última vez en la ciudad de Monterrey en el año de 1998.

Por otra parte, el comportamiento del viento registrado por los anemómetros de las 21 estaciones localizadas en la CM, indicó que la dirección del flujo fue principalmente

oeste-este, con rachas máximas de 65 km/h sobre las secciones de planicie, mientras que en la región plegada el viento alcanzó una intensidad de hasta 40 km/h (Fig.3.6). Sin embargo, las condiciones anteriormente mencionadas fueron potencializadas por la entrada de la cuarta tormenta invernal del periodo 2011-2012, lo cual resultó en un fenómeno meteorológico de alto impacto para las regiones pobladas ya que se notificó al servicio de Protección Civil la destrucción de diferentes inmuebles de lámina, la caída de árboles, letreros espectaculares, postes de luz y con ello la pérdida de servicios eléctricos durante 36 horas en 30 municipios del estado de Nuevo León (SAGARPA, 2012).



**Figura 3.6.** Trayectoria del Frente Frío #25 sobre el territorio mexicano (SAGARPA, 2010).

### 3.2.3 Onda cálida, 2012

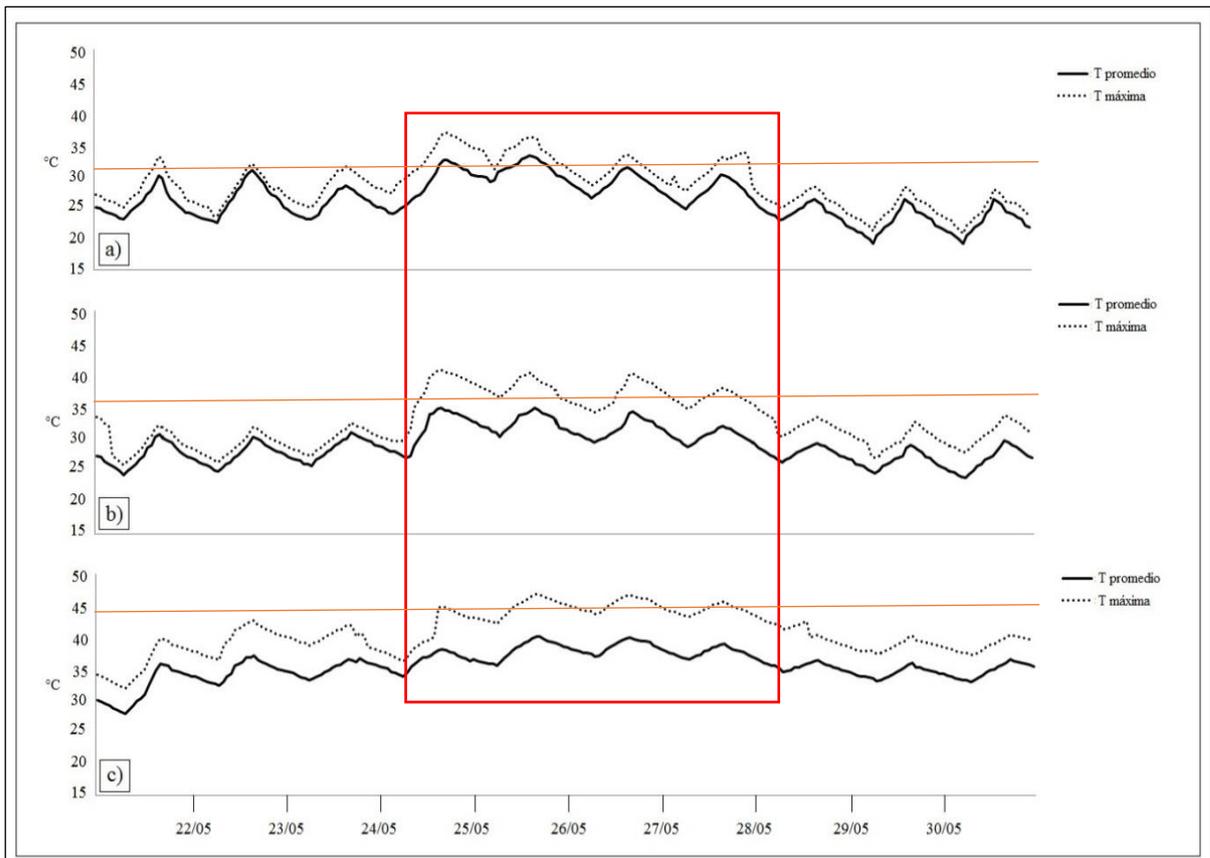
Este evento extremo está caracterizado por ser una temporada de calor inusual, con temperaturas más elevadas que las que se registran comúnmente durante la primavera y/o el verano en una región. En el caso de la onda de calor que tuvo lugar los días 25, 26, 27 y 28 de mayo del 2012 en la región de la CM, el aumento de temperatura registrada fue de hasta 9°C en 24 horas. Las estaciones meteorológicas del INIFAP registraron días

previos a la onda de calor, temperaturas promedio de entre 30 y 34 °C, sin embargo del 25 al 28 de mayo el promedio de la temperatura fue de 41°C (Fig.3.7).

Como puede observarse en la figura 3.7a, que representa una estación meteorológica ubicada en lo alto de una montaña, el aumento de temperatura fue de aproximadamente 5°C, siendo el día 25 de mayo el día más cálido con una temperatura máxima de 38°C. Por otra parte, la figura 3.7b representa los datos de una estación en un valle de la CM y se observa que el aumento de la temperatura es de casi 7 °C, con una temperatura máxima de 41°C. Pero, la zona más afectada por esta onda de calor fue la ciudad de Monterrey con un ascenso de temperatura de 9°C registrando sus picos máximos de hasta 46°C durante las tardes del 26 y 27 de mayo (Fig.3.7c).

Además de los marcados gradientes de temperatura, pudo observarse mediante las estaciones automáticas como se registraron niveles altos de humedad durante la onda de calor, y la disminución de dicha variable en los días posteriores al evento. La baja velocidad del viento durante estos días, favoreció las condiciones de calentamiento y estancamientos del aire cálido en la región, ya que se registraron vientos de 1 a 3.3 m/s durante la onda de calor.

El sistema nacional de Protección Civil así como algunos servicios de atención médica registraron durante este evento más de 170 pacientes con síntomas de desmayo, agotamiento, insolación, deshidratación, diarrea y manchas en la piel especialmente en población menor a 10 años de edad. Incluso se registró la muerte de 7 personas debido a la tardía intervención de los síntomas anteriormente mencionados (PC, 2012).



**Figura 3.7.** Temperatura horaria promedio (línea negra) y temperatura horaria máxima (línea punteada) durante los días en que se presentó la onda cálida (recuadro rojo) para a) zona montañosa, b) zona de valle y c) zona metropolitana. La temperatura máxima promedio histórica de cada zona está representada con línea roja.

## Capítulo IV.

### VALIDACIÓN DE EXPERIMENTOS

La validación de las simulaciones numéricas tiene como propósito evaluar la capacidad del modelo para reproducir el comportamiento de diferentes variables meteorológicas, comparando los datos obtenidos por el modelo con datos observados adquiridos a través de diversas fuentes (SMN, CFE, EMAS, ESIME, INIFAP) tanto para el ciclo anual como para los eventos extremos. Dicha validación es necesaria para tener certeza de que los cálculos representen confiablemente los fenómenos físicos (Méndez *et al.*, 2016). En otras palabras, un modelo de mesoescala como el WRF, requiere de comparaciones estadísticas que revelen el grado de incertidumbre entre los datos observados y los datos simulados a fin de identificar que tan bueno es el desempeño del modelo al momento de reproducir las condiciones atmosféricas deseadas.

Existen diversas metodologías para evaluar un modelo de mesoescala, en este caso se consideró un conjunto de métodos estadísticos recomendados en trabajos análogos al presente (Chai & Draxler, 2014, Willmott & Matsuura, 2005, Huang *et al.*, 2009). Para obtener un valor global del periodo completo se calcularon los errores estadísticos denominados: raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), el sesgo o error medio (BIAS), error absoluto medio (MAE), el índice de concordancia o de confianza (IC) y el porcentaje de error (%ERROR), entre los datos horarios observados y estimados de las variables de temperatura, magnitud del viento y humedad relativa.

La raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) proporciona el error total del modelo debido al cuadrado incluido en la ecuación, la cual captura los errores positivos como negativos, por tanto expresa ambos componentes, tanto el error sistemático como el error aleatorio. Este estadístico se define de la siguiente manera:

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n)^2 \right]^{1/2} \quad (4.1)$$

donde  $P_n$  es el dato obtenido por el WRF,  $O_n$  es el dato observado y  $n$  es el tamaño de la muestra.

El BIAS o sesgo es un estadístico que mide la fiabilidad del modelo. Este cálculo pone en evidencia el error sistemático. Si el sesgo es positivo los valores pronosticados tienden a superar los valores observados y si el sesgo es negativo ocurre lo contrario. El sesgo está descrito en la forma:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - O_n) = \bar{P} - \bar{O} \dots \quad (4.2)$$

donde  $P_n$  es el dato obtenido por el modelo,  $O_n$  es el dato observado,  $n$  es el tamaño de la muestra,  $\bar{P}$  es el promedio de los datos modelados y  $\bar{O}$  es el promedio de los datos observados.

El error absoluto medio (MAE) es una medida de la diferencia entre dos variables continuas, al tener los datos observados contra los datos simulados este estadístico los compara usando un tiempo posterior contra el tiempo inicial de datos, considerando un diagrama de dispersión de  $n$  puntos, el MAE es la distancia horizontal y vertical promedio entre cada punto de dispersión que también es conocido como comparación uno a uno.

$$MAE = \frac{\sum_{n=1}^n |P_n - O_n|}{n} \quad (4.3)$$

El índice de confianza (IC) da el grado de ajuste o similitud entre el pronóstico y los patrones observados. La correlación se valora en el rango de 0 a 1, donde 1 significa correlación perfecta, que debe enfatizarse nunca se alcanza cuando se trata de comparar valores estimados con observados. Por otro lado un valor cercano a cero significa que no existe ninguna correlación.

$$IC = \frac{\sum_{n=1}^N (P_n - \bar{P}_n)(O_n - \bar{O}_n)}{[\sum_{n=1}^N (P_n - \bar{P}_n)^2 \sum_{n=1}^N (O_n - \bar{O}_n)^2]^{1/2}} \quad (4.4)$$

El porcentaje de error (%ERROR) mide la variabilidad de los datos, valores altos indican alta variabilidad. En la medida que los indicadores estadísticos sean favorables, es decir que demuestren que los datos simulados se acercan significativamente a los observados y que tendencialmente el comportamiento de las variables en el tiempo sean similares a lo observado, se puede concluir que la simulación brinda datos representativos y que el modelo es capaz de simular las condiciones atmosféricas del dominio evaluado.

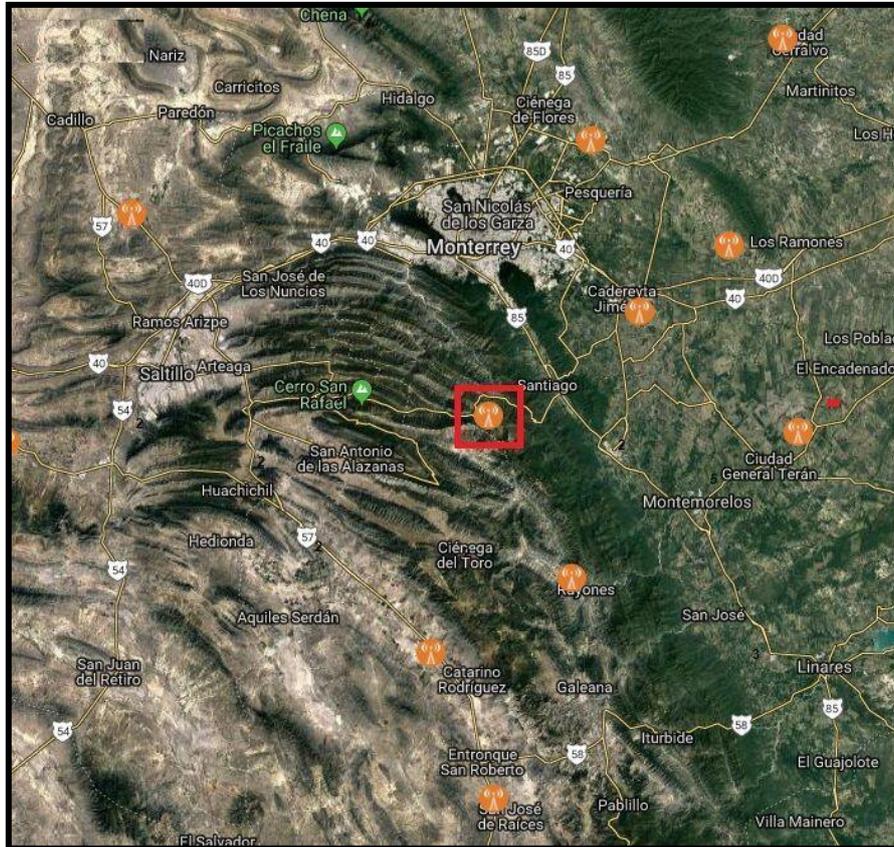
$$E_O = \sqrt{\sum_{n=1}^N (O_n - \bar{O})^2 / N} \quad (4.5)$$

$$E_P = \sqrt{\sum_{n=1}^N (P_n - \bar{P})^2 / N} \quad (4.6)$$

Una vez que se eligieron los métodos estadísticos para poder evaluar el desempeño del modelo, fue necesario obtener datos observados a partir de diferentes fuentes de estaciones meteorológicas tanto convencionales como automáticas ubicadas en zona de planicie, en zona de escarpes y en la ciudad de Monterrey (Fig.4.1). Esta diversidad de estaciones meteorológicas es necesaria por la complejidad del terreno que provoca condiciones meteorológicas variadas en cada una de las zonas antes mencionadas. Además, también es importante reconocer en que terreno se comporta mejor el modelo y en donde tiene las mayores deficiencias. Se eligieron las bases de datos que contuvieran mayor cantidad de información para el año 2012 y de esta manera quedaron seleccionadas un total de 10 estaciones de las cuales cinco se ubican en la zona de los escarpes (Cadillo, Santiago, Rayones, Catarino Rodríguez y San José), cuatro se ubican en la zona de planicie (Soledad, Los Ramones, Cadereyta y General Terán), y una más en Monterrey (Pesquería).

A continuación, se aplicó una metodología de control de calidad de datos observados (Vicente-Serrano et al., 2012) donde partiendo de regresiones lineales, uso de correlaciones, percentiles, umbrales de error y una prueba de homogeneidad es posible recalcular los datos observados e identificar aquellos que son anómalos o incluso rellenar aquellos datos faltantes por no más de 8 días consecutivos, todo esto a través de una

herramienta llamada RHtest<sup>4</sup>. De esta manera se evaluaron las variables de temperatura, presión y velocidad del viento, para las series de datos anuales de las 10 estaciones meteorológicas.



**Figura 4.1.** Ubicación de las 10 estaciones meteorológicas convencionales (círculos anaranjados) dentro de la zona de estudio (INIFAP, 2018).

Una vez sometidas las 10 series de datos al control de calidad, se obtuvieron datos confiables, se aplicaron los cinco métodos estadísticos antes mencionados a las variables de temperatura, presión y velocidad del viento, donde se compararon los datos observados contra los datos de los cuatro experimentos realizados a través del WRF. Para reconocer la eficiencia de la reproducción de las variables meteorológicas en cada uno de los experimentos, se usó la escala de eficiencia propuesta por Palou (2011) y Narváez (2012) en sus trabajos sobre sensibilidad de parámetros físicos del modelo WRF, quienes indican los siguientes umbrales en el índice de confianza para la variable de temperatura superficial:

<sup>4</sup> <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>, 2017.

**Tabla 4.1.** Umbrales del índice de confianza para diferentes escenarios. (Palou, 2011).

	<b>Muy aceptable</b>	<b>Aceptable</b>	<b>Moderado</b>	<b>Deficiente</b>
<b>Zona montañosa</b>	1 - .70	.69 - .50	.49 - .40	Menos de .39
<b>Zona costera</b>	1- .80	.79 - .60	.59 - .50	Menos de .49
<b>Zona de planicie</b>	1 - .85	.84 - .70	.70 - .55	Menos de .54
<b>Zona urbana</b>	1 - .80	.79 - .60	.59 - .50	Menos de .50
<b>Zona desértica</b>	1 - .65	.64 - .50	.49 - .40	Menos de .39

Así, para las estaciones meteorológicas ubicadas en las zonas de escarpes (Tabla 4.2 a 4.6), se obtuvieron resultados muy aceptables en cuatro de las estaciones meteorológicas para el experimento dos (E-02) al obtener valores de entre .70 y .82, por otro lado la estación de Rayones fue aceptable con un índice de confianza máximo de .69, también para el E-02. Además se aprecia que para el E-02 los datos simulados sobrestiman a los datos observados por una diferencia en promedio de 1.39°C. En el caso del E-04, demostró ser el más deficiente con valores de entre .58 y .73 y una sobrevaloración de los datos reales de aproximadamente 1.93°C.

En cuanto a la zona de planicie (Tabla 4.7 a 4.10), los valores más óptimos de los índices de confianza los obtuvo el E-02 con umbrales desde .84 hasta .94. Estos valores, entran en los rangos de aceptable y muy aceptable respectivamente, y los números indican que el modelo también sobrestima a los datos observados pero con una menor diferencia, de en promedio 1.06°C.

Por último, para la estación meteorológica representativa de la ciudad de Monterrey (Tabla 4.11) el E-01 fue el que tuvo un mayor índice de confianza de .88 el cual se considera muy aceptable mientras que los experimentos tres y cuatro presentaron ciertas dificultades, aunque sus valores más bajo entran en el rango de aceptables. El modelo tiende a calcular por encima de los datos reales en promedio 1.18°C.

Con la información anterior, se deduce que la combinación de parámetros físicos utilizados en el experimento E-02 (ver capítulo 3), reproducen en general con mayor eficiencia los escenarios presentes en la zona de estudio y por ello es el seleccionado para

representar los datos de simulación utilizados para el análisis presentado en el siguiente capítulo.

**Tabla 4.2.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadillo, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADILLO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.93	1.14	1.62	2.31
<b>RMSE (°C)</b>	2.54	1.08	1.59	3.56
<b>BIAS (°C)</b>	0.44	0.35	-0.62	0.40
<b>%Error</b>	2.11	1.70	1.43	2.02
<b>IC</b>	0.65	0.70	0.66	0.61

**Tabla 4.3.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Santiago, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SANTIAGO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.72	1.02	1.33	2.02
<b>RMSE (°C)</b>	2.16	0.98	1.66	1.83
<b>BIAS (°C)</b>	0.72	0.33	-0.57	-0.61
<b>%Error</b>	2.09	1.54	1.51	2.07
<b>IC</b>	0.61	0.73	0.68	0.62

**Tabla 4.4.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Rayones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>RAYONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	2.01	1.30	1.41	1.76
<b>RMSE (°C)</b>	1.73	1.36	1.45	1.99
<b>BIAS (°C)</b>	-0.86	-0.42	-0.68	1.02
<b>%Error</b>	2.35	1.90	2.04	2.63
<b>IC</b>	0.60	0.69	0.63	0.58

**Tabla 4.5.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Catarino Rodríguez, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CATARINO RODRÍGUEZ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.26	1.21	1.19	1.38
<b>RMSE (°C)</b>	1.46	1.15	1.18	1.54
<b>BIAS (°C)</b>	0.41	0.48	-0.39	-0.59
<b>%Error</b>	1.76	1.43	1.49	1.88
<b>IC</b>	0.75	0.82	0.77	0.73

**Tabla 4.6.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de San José, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SAN JOSÉ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.25	1.18	1.19	1.40
<b>RMSE (°C)</b>	1.48	1.26	1.20	1.59
<b>BIAS (°C)</b>	0.46	0.43	0.39	0.55
<b>%Error</b>	1.84	1.35	1.49	1.86
<b>IC</b>	0.74	0.80	0.79	0.71

**Tabla 4.7.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Soledad, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SOLEDAD</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.15	1.18	1.19	1.26
<b>RMSE (°C)</b>	1.38	1.01	1.12	1.21
<b>BIAS (°C)</b>	-0.31	0.19	0.29	-0.44
<b>%Error</b>	1.51	1.28	1.34	1.72
<b>IC</b>	0.78	0.86	0.79	0.75

**Tabla 4.8.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Los Ramones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>LOS RAMONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.10	1.11	1.01	1.28
<b>RMSE (°C)</b>	1.26	0.95	1.14	1.37
<b>BIAS (°C)</b>	0.29	-0.21	-0.31	-0.33
<b>%Error</b>	1.46	1.12	1.09	1.30
<b>IC</b>	0.79	0.84	0.83	0.74

**Tabla 4.9.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadereyta, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADEREYTA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.28	0.99	1.35	1.56
<b>RMSE (°C)</b>	1.56	1.12	1.20	1.67
<b>BIAS (°C)</b>	0.67	0.33	-0.69	-0.71
<b>%Error</b>	1.75	1.18	1.28	1.98
<b>IC</b>	0.83	0.92	0.85	0.80

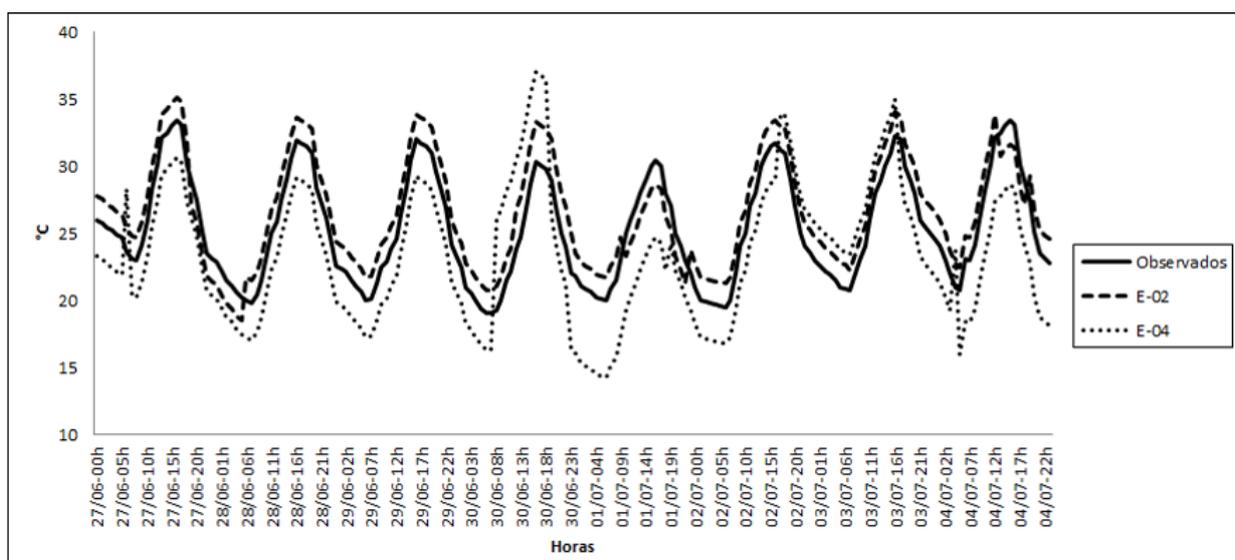
**Tabla 4.10.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de General Terán, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>GENERAL TERÁN</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.36	0.97	1.54	1.95
<b>RMSE (°C)</b>	2.14	1.16	1.78	1.99
<b>BIAS (°C)</b>	-1.34	0.65	-1.55	1.30
<b>%Error</b>	1.11	1.08	1.16	1.25
<b>IC</b>	0.85	0.94	0.84	0.82

**Tabla 4.11.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Pesquería, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

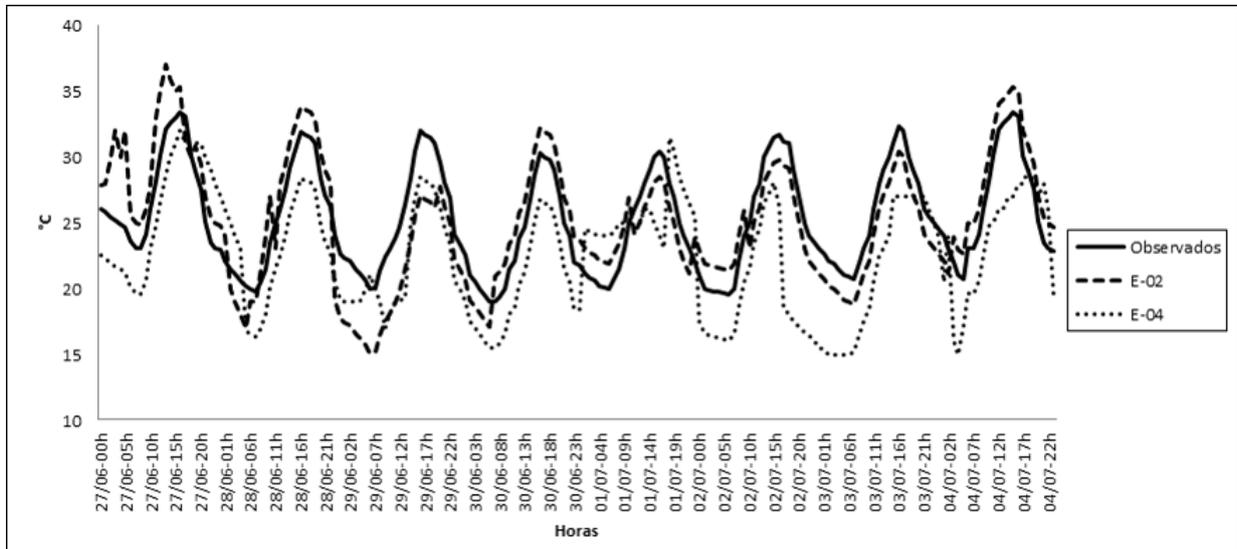
<b>PESQUERÍA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (°C)</b>	1.56	1.90	2.01	1.84
<b>RMSE (°C)</b>	1.23	1.56	1.76	1.90
<b>BIAS (°C)</b>	1.56	1.31	1.99	1.81
<b>%Error</b>	1.79	1.70	1.73	1.94
<b>IC</b>	0.88	0.85	0.80	0.82

A continuación, se muestra una gráfica donde se comparan datos observados horarios (línea continua) de la estación Catarino Rodríguez, representativa de la zona de montaña, contra los valores obtenidos por el experimento dos (línea discontinua) y el experimento cuatro (línea punteada) para una semana promedio de verano del 2012, para la variable de temperatura. Se observa como el E-02 respeta correctamente el comportamiento de los datos observados, aunque como se mostró en las tablas de comparación, el modelo tiende a sobrestimar en casi todos los casos, el E-04 muestra ciertas dificultades en los picos máximos y mínimos durante varios días de comparación.



**Figura 4.2.** Resultados de las pruebas estadísticas en la comparación de datos observados diarios de una estación en montaña contra datos modelados para la temperatura superficial.

Lo mismo se muestra en la figura 4.3, pero ahora para la mejor representación de una estación en planicie (General Terán), en la cual se nota que la reproducción de los datos extremos es mucho más cercana a los datos observados y el E-02 respeta bien los patrones de comportamiento de la temperatura.



**Figura 4.3.** Resultados de las pruebas estadísticas en la comparación de datos observados diarios de una estación en planicie contra datos modelados para la temperatura superficial.

Esta misma comparación estadística se realizó para las variables de presión y velocidad del viento, sin embargo no se encontró en la literatura rangos o umbrales que permitieran identificar que tan correcta es la modelación de estas variables en los cuatro experimentos. Las tablas de las pruebas estadísticas para ambas variables se encuentran en los Apéndices A y B.

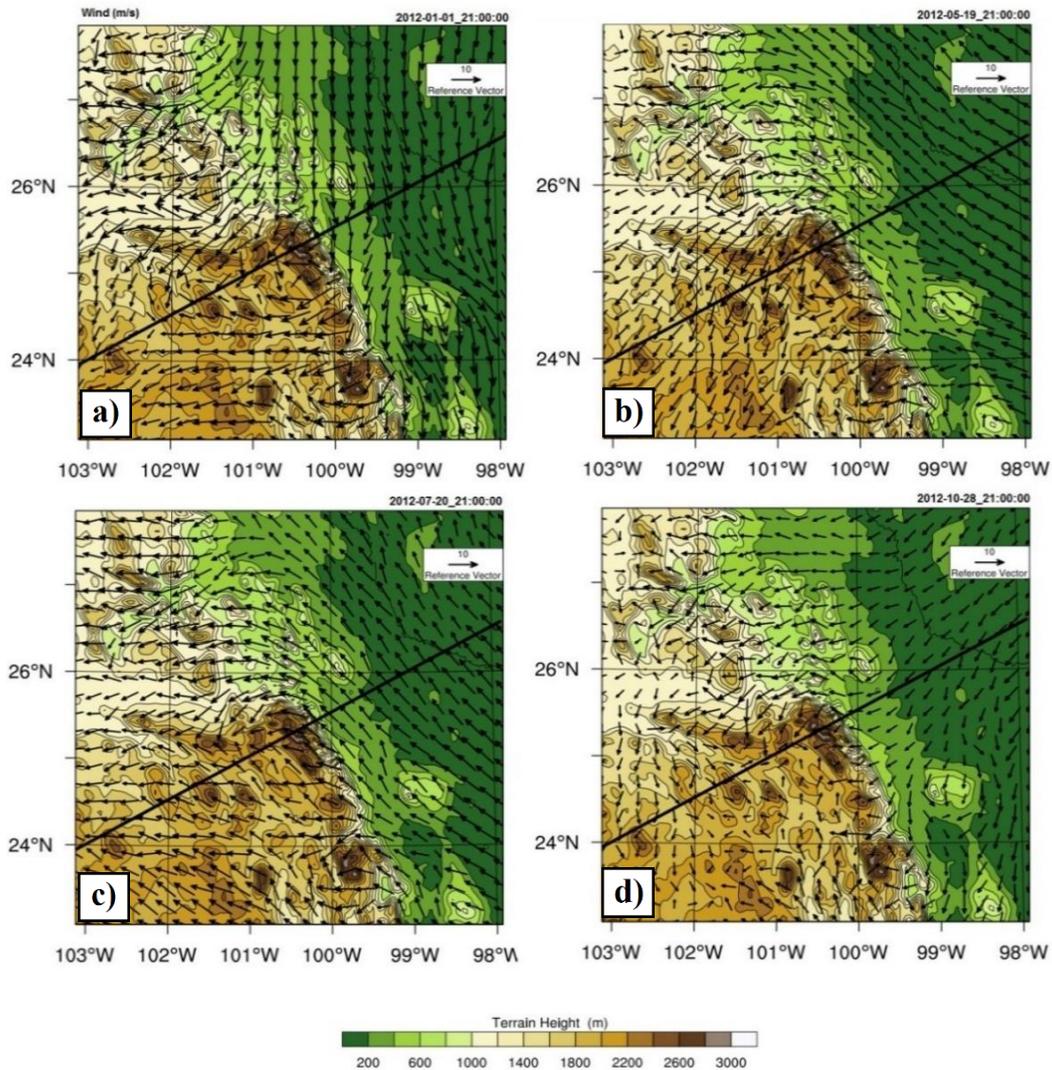
# Capítulo V.

## RESULTADOS

### 5.1 Ciclo anual

A continuación se muestran los resultados obtenidos a través del modelo WRF para el ciclo anual enero – diciembre 2012, recordando que para un mejor análisis se utilizaron los datos del mes de enero para representar al invierno, los datos de mayo para representar la primavera, la información de julio para el verano y los datos de octubre simbolizan el otoño. Para analizar de manera efectiva el comportamiento de las variables meteorológicas a lo largo de las diferentes cuencas, así como el contraste de la zona de planicie con la zona escarpada, se seleccionó un corte diagonal que cruza la región de la CM y que va desde el punto inicial localizado a  $103^{\circ}\text{W}$  y  $23.9^{\circ}\text{N}$  hasta el punto final ubicado en  $97.8^{\circ}\text{W}$  y  $26.5^{\circ}\text{N}$  dentro del dominio madre. En todos los mapas de superficie se representa dicho corte con una línea diagonal negra como se observa en la figura 5.1.

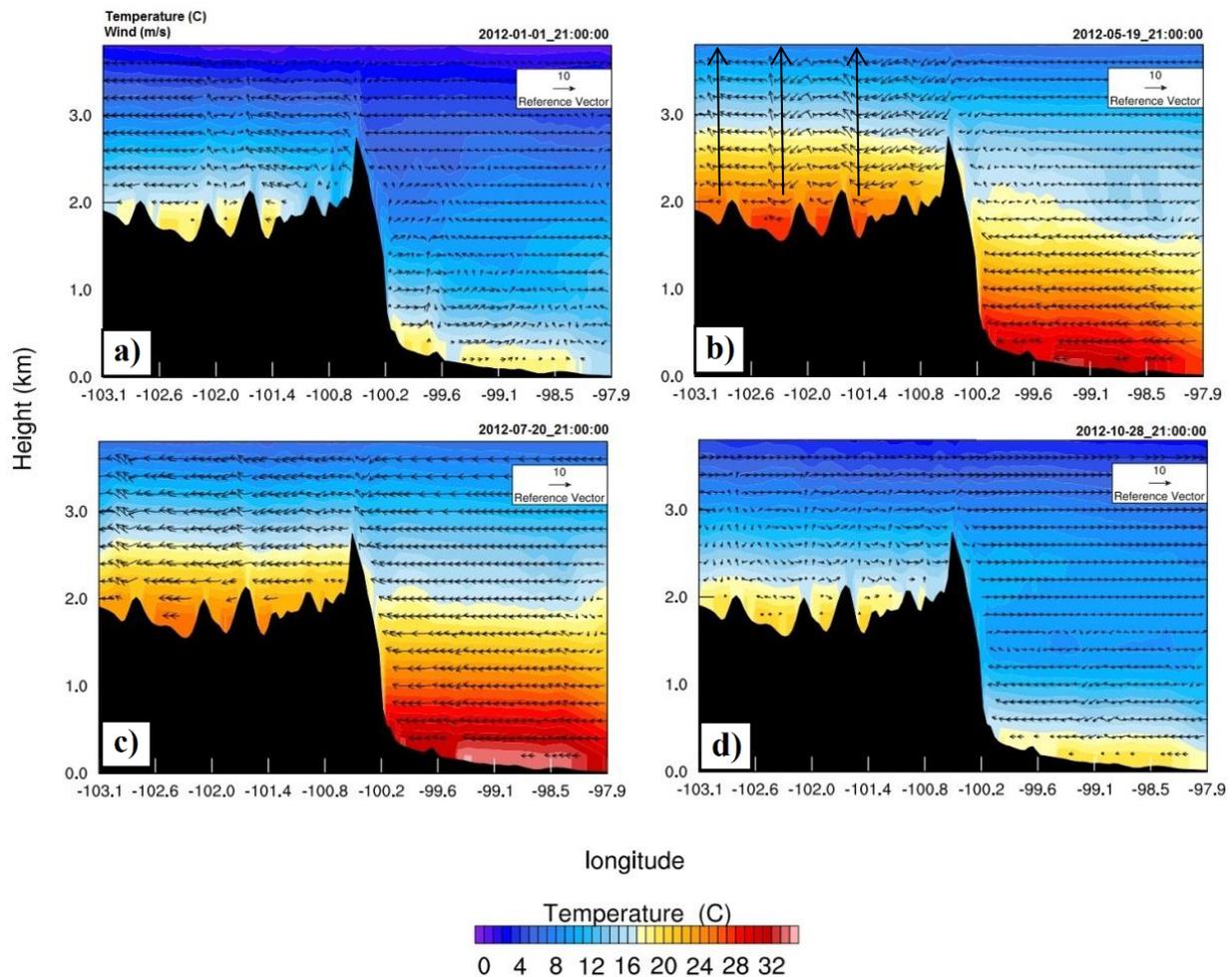
El comportamiento promedio de los flujos de viento a lo largo del 2012 pueden observarse en la figura 5.1, la cual representa la magnitud y dirección del viento vistos en planta para las cuatro estaciones del años: invierno (Fig.5.1a), primavera (Fig.5.1b), verano (Fig.5.1c) y otoño (Fig.5.1d). El vector de referencia en esta figura y en todas las representativas del viento tiene un valor de 10 m/s. De manera general, durante todo el año, se nota como el viento respeta la forma del terreno, ya que contornea de manera correcta los escarpes y fluye a lo largo de las cuencas más anchas. Se observa también que en la zona de planicie (que en su mayoría está a una altura de 200 msnm) el viento tiene dirección homogénea circundando de buena manera las zonas altas, mientras que al entrar a la zona montañosa la dirección del viento se vuelve caótica y esto es más marcado durante el otoño (Fig.5.1d). Por lo tanto, se puede decir que la respuesta del viento a la topografía de la zona, es compleja. Es importante señalar que las cuencas más anchas determinan predominantemente la climatología pues permiten el paso de una mayor cantidad de aire proveniente de las zonas bajas. Los flujos son a lo largo de las cuencas y posteriormente interaccionan con los diferentes escarpes produciendo una dinámica compleja. En invierno, cuando el viento viene del norte, la interacción con la Curvatura de Monterrey es frontal produciendo mayores perturbaciones.



**Figura 5.1.** Flujo del viento en superficie para a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1) de la zona de estudio.

Tomando la sección del corte diagonal anteriormente especificado, en la figura 5.2 se observa el comportamiento de la temperatura para las cuatro estaciones del año. Como era de esperarse, las estaciones de primavera y verano son las más cálidas alcanzado temperaturas de hasta  $34^{\circ}\text{C}$  en las partes más bajas de la zona de estudio (Fig.5.2b,c). Sin embargo, es muy importante recalcar que las temperaturas más elevadas en planicie alcanzan una altura de casi 2 km, misma altura a la que se encuentra el conjunto de cuencas. Además, la temperatura dentro de las cuencas, principalmente las tres cuencas centrales presentan valores muy similares a las observados en el terreno plano y este efecto logra verse incluso en la estación más fría del año (invierno) (Fig.5.2a), donde el máximo de temperatura alcanza  $20^{\circ}\text{C}$  tanto en planicie como dentro de las cuencas centrales. Esto indica que las cuencas no solo alcanzan las temperaturas máximas debido

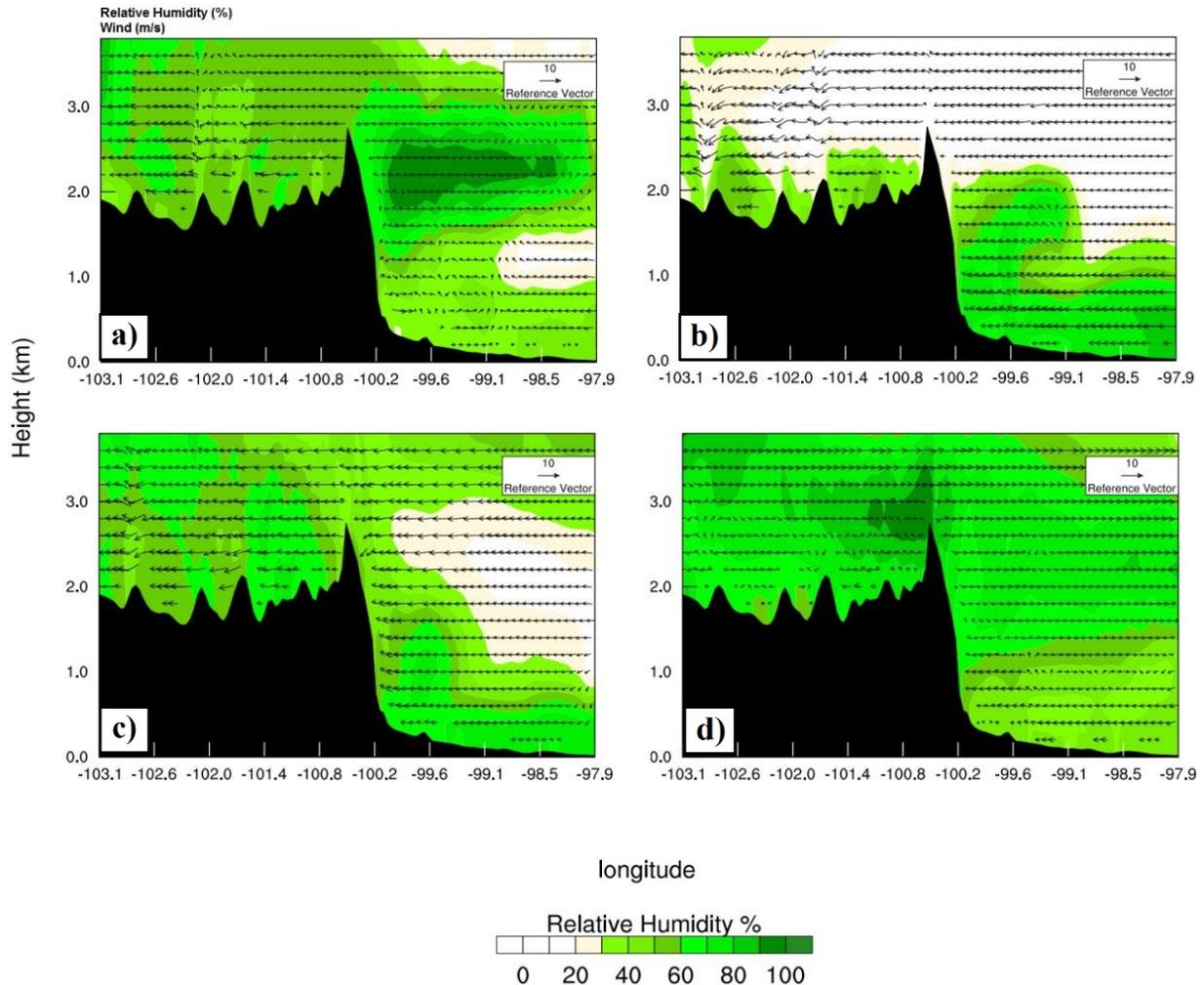
al calentamiento por radiación solar, sino que también juegan un papel de almacenadoras de calor debido a la forma del terreno.



**Figura 5.2.** Corte diagonal del terreno con temperatura promedio y dirección del viento para a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

Sobre el mismo corte diagonal, se presenta la humedad relativa para las cuatro estaciones en la figura 5.3. La humedad relativa es una medida de que tan cerca está el contenido de humedad al proceso de condensación (100%), a más baja temperatura la humedad relativa aumenta. Este efecto termodinámico puede hacer que en los escarpes, dependiendo de su orientación con el sol, se presenten laderas más húmedas que otras. Este análisis debe llevarse a cabo en una mayor resolución. En la escala presentada en la Figura 5.3, se nota como esta variable meteorológica no presenta relación alguna con la topografía, al menos para el año 2012 bajo condiciones promedio ya que la pared montañosa principal que alcanza una altura de 2.7 km no es impedimento para el intercambio de humedad entre la zona escarpada y la llanura. Primavera se presenta como la estación del año con la menor

humedad relativa (Fig.5.3b), mientras que el invierno (Fig.5.3a) y el otoño (Fig.5.3d) son las que alcanzan los valores máximos de humedad (casi el 100%) presentes en la atmósfera superior (encima de los 2 km de altura).

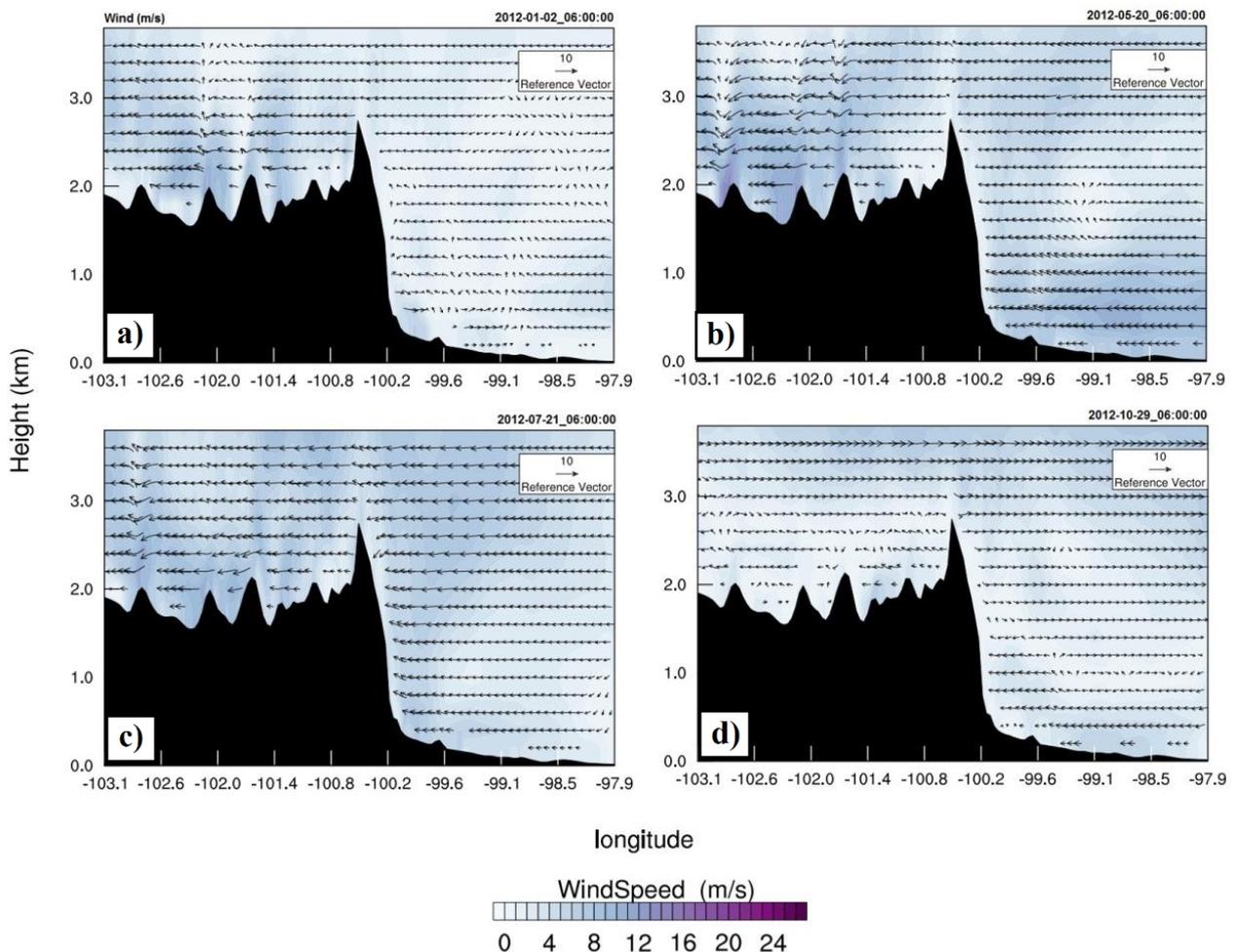


**Figura 5.3.** Corte diagonal del terreno con humedad relativa y dirección del viento para a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

Por otro lado, el comportamiento del viento sobre el corte diagonal se observa en la figura 5.4, donde los colores representan la intensidad del viento y los vectores la dirección. Los vientos más intensos se encuentran durante la primavera (Fig.5.4b) y el verano (Fig.5.4c) alcanzando valores de hasta 16 m/s dentro y encima de las cuencas. También durante la primavera es donde se observa mejor que el movimiento del viento sigue la forma del terreno y que pasa de ser homogéneo en planicie a generar ciertas ondulaciones sobre las cuencas como se mencionó en el análisis de la figura 5.1 sobre el viento en planta. Existe un contraste muy grande entre el comportamiento del viento en la planicie costera y en la

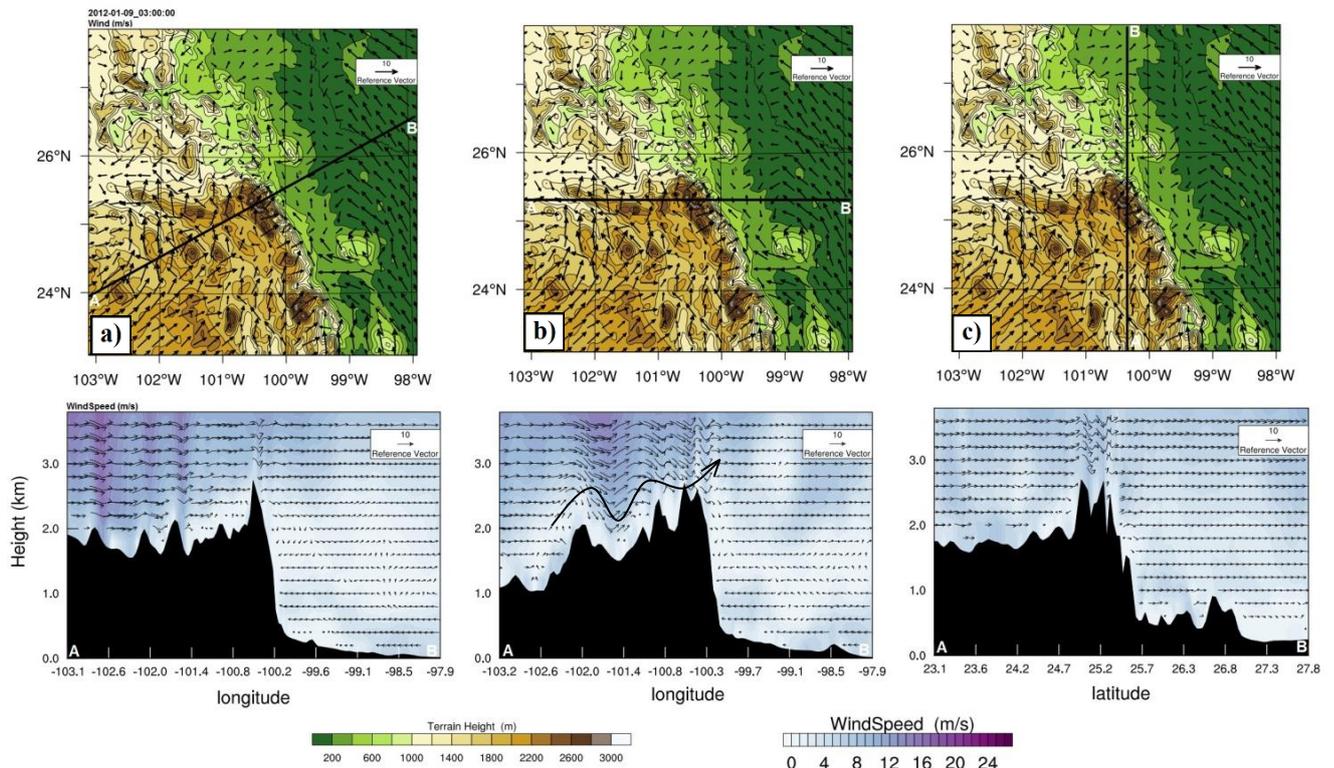
zona de escarpes de la Curvatura de Monterrey. La influencia de los escarpes, localizados aproximadamente entre los 1800 y 2000 msnm, alcanza alturas de más de 4000 metros. Aunque la resolución es baja, se puede distinguir la complejidad de la circulación sobre la topografía ondulante.

Analizando el viento únicamente durante el invierno bajo tres diferentes perspectivas del terreno: corte a lo largo de todas las cuencas (Fig.5.5a), corte longitudinal que va del punto A localizado a  $103^{\circ}\text{W}$  hasta el punto B ubicado a  $97.9^{\circ}\text{W}$  (Fig.5.5b) y corte latitudinal que va desde el punto A ubicado a  $23^{\circ}\text{N}$  hasta el punto B localizado a  $28^{\circ}\text{N}$  (Fig.5.5c) se encuentra una dinámica muy interesante y característica del viento sobre la topografía ondulante.



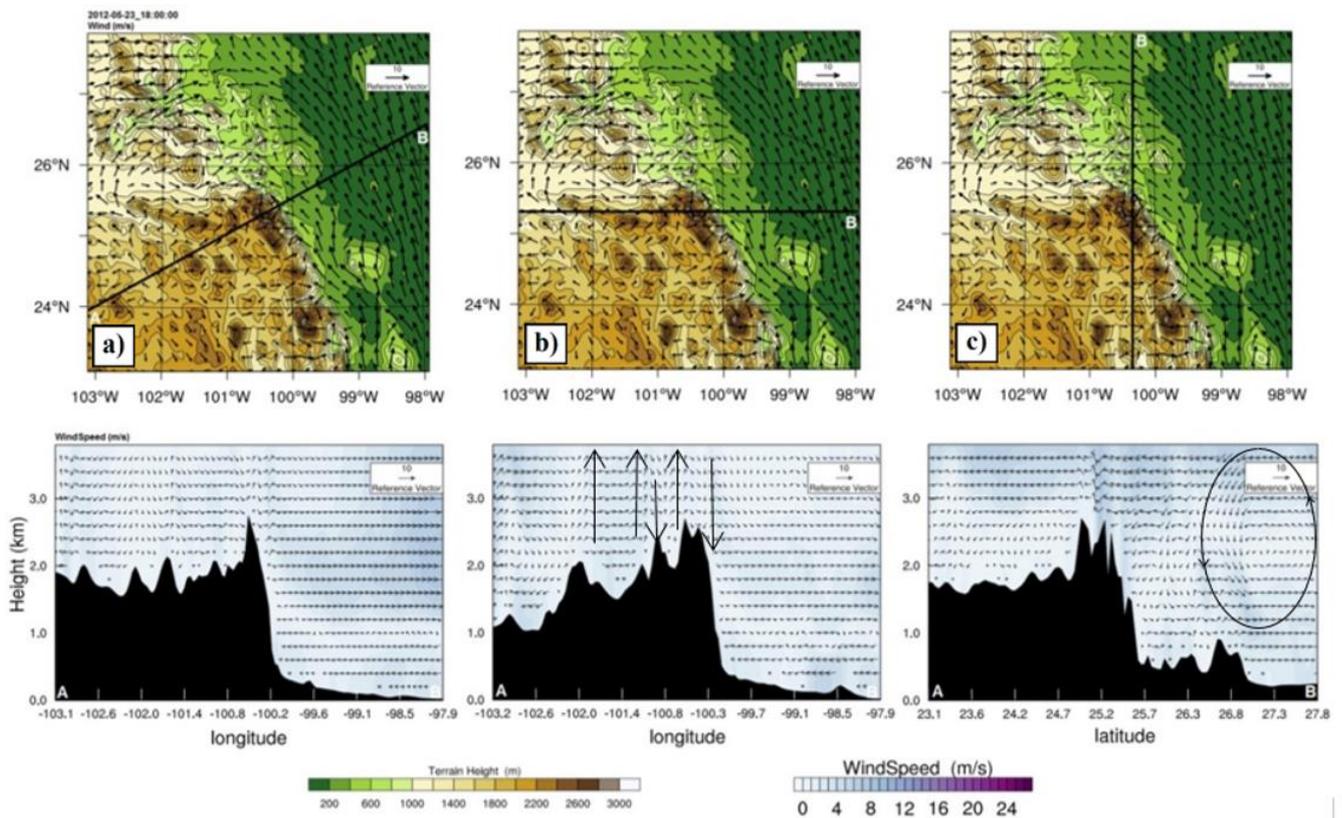
**Figura 5.4.** Corte diagonal del terreno con magnitud y dirección del viento para a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

Bajo la perspectiva longitudinal se aprecia de manera concreta como las cuencas generan sobre el viento ciertas ondas que se pronuncian más cuando una cuenca está entre 2 paredes montañosas muy marcadas como lo es caso de la cuenca del centro de la figura 5.5b. Una vez que el viento pasa la zona de escarpes con un gradiente altitudinal de poco más de 2 km, el flujo toma una sola componente en este caso oeste-este y se comporta de manera uniforme. Este mismo patrón se nota de manera muy puntual en el corte latitudinal, donde el pico máximo en el terreno genera ondulaciones en el viento, pero después de esta barrera montañosa, el viento es prácticamente homogéneo (Fig.5.5c). En cuanto a la magnitud del viento se puede observar que en la zona ondulatoria es donde se presentan los valores máximos que alcanzan magnitudes de hasta 18 m/s encima de las cuencas (a una altura aproximada de 2 km) esto se debe sobre todo al principio de conservación de masa, ya que cuando el flujo va pasando por una zona de picos montañosos, disminuye la altura de la masa de aire provocando una aceleración del flujo. Conocer el comportamiento del viento con zonas intercaladas de mucha intensidad es relevante para la industria aérea por ser zonas de turbulencia.



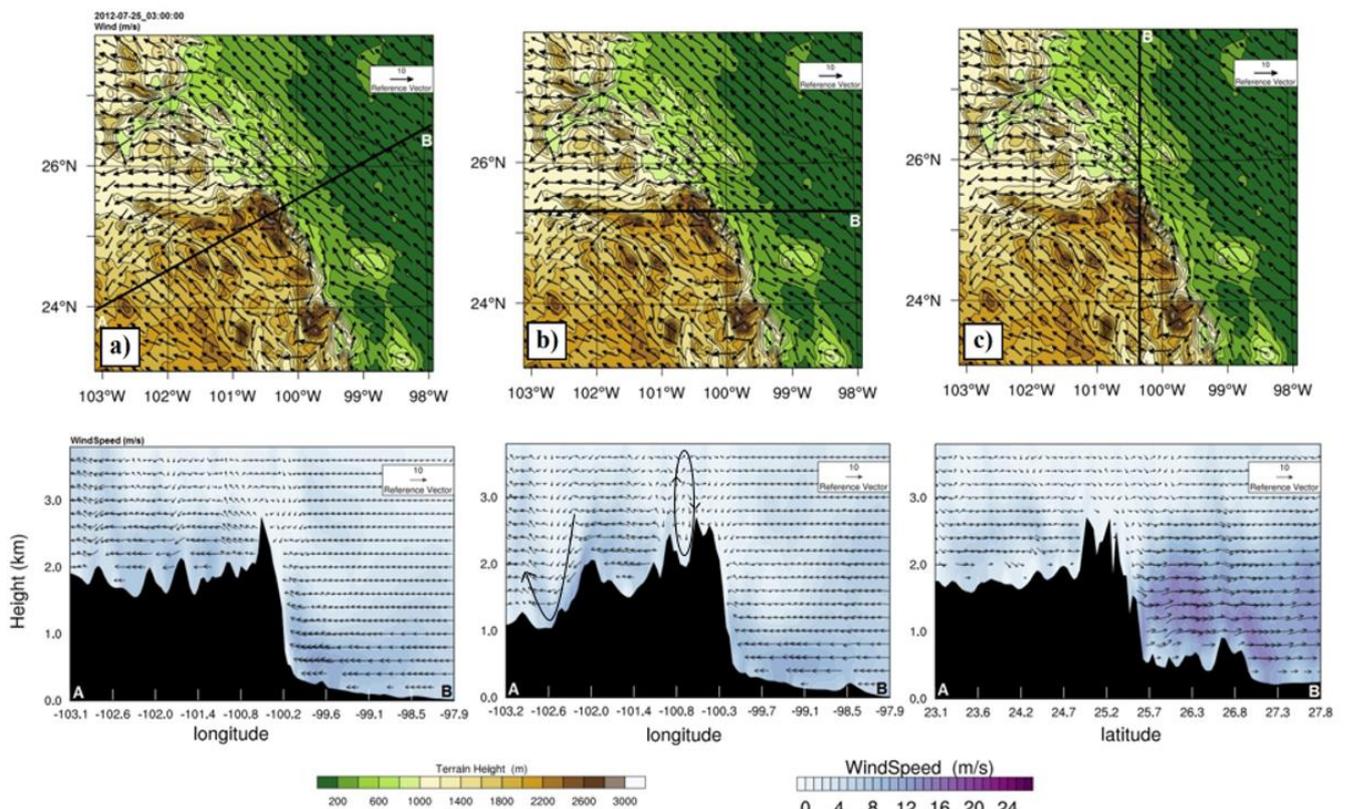
**Figura 5.5.** Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el invierno del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

El viento durante la primavera (Fig.5.6) se presenta mucho más organizado en comparación con el invierno. Desde el punto de vista latitudinal el viento más intenso se presenta por encima del escarpe más alto, y es también en esta zona donde se generan las ondulaciones más pronunciadas. Por otra parte, en la zona más plana se genera una circulación con dirección antihoraria muy marcada que abarca los 4 km de altura, aunque con viento débil (Fig.5.6c). Esta celda convectiva vertical es producto de la interacción con la primera presencia orográfica puesto que su extensión horizontal está limitada por la barrera montañosa. La circulación horizontal es muy compleja en la zona de los escarpes ya que presenta flujos a lo largo de las cuencas y también aire fluyendo perpendicularmente sobre los escarpes. En las zonas de cuencas anchas el flujo es más ordenado y hay un fuerte intercambio de masa de aire con la planicie costera. Con el corte longitudinal se aprecian procesos verticales ascendentes y descendentes muy pronunciados por encima de las montañas, pero la magnitud no sobrepasa los 12 m/s (Fig.5.6b).



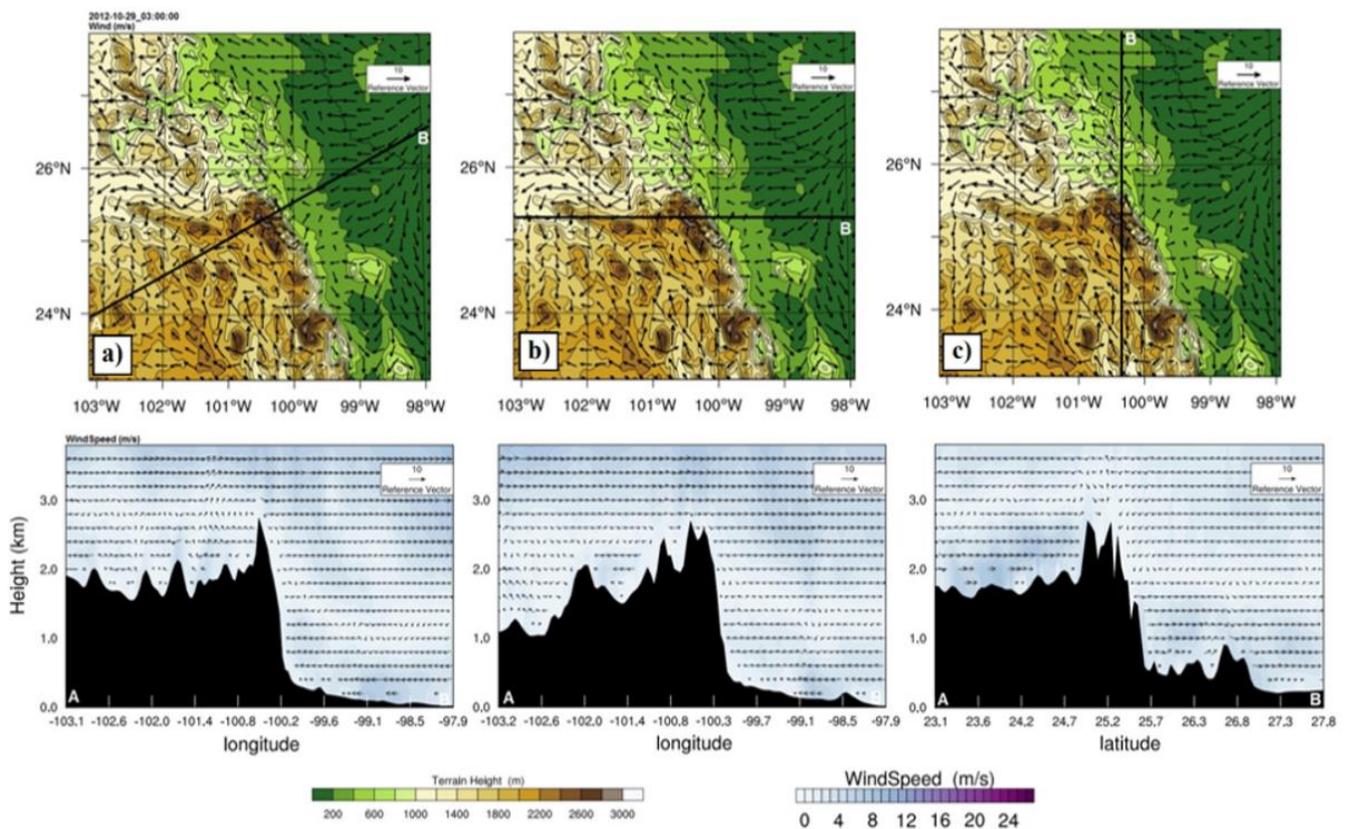
**Figura 5.6.** Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para la primavera del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

Durante el verano se presenta el viento más intenso en las cuencas más bajas ubicadas en la porción norte de la zona de estudio. Las cuencas son muy anchas, el flujo es ordenado y no genera modificaciones importantes en el patrón de circulación (Fig.5.7c). Es importante destacar que el flujo mostrado en la Figura 5.7 es intenso y dirigido hacia el noroeste. Este patrón es modificado de manera importante por la presencia orográfica y es desviado hacia el oeste a lo largo de las cuencas en la parte norte del área de estudio. En el corte vertical longitudinal, el viento sigue la forma de las montañas y en la zona ondulante se generan pequeñas circulaciones propias que se observan dentro y por encima de las cuencas (Fig.5.7b). Se genera una celda convectiva que alcanza alturas mayores a los 3000 metros, esta celda convectiva es claramente generada por la forma ondulante de la topografía. También es interesante mencionar que en el corte latitudinal mostrado en la figura 5.7c, la orografía más baja en dirección a la planicie ocasiona intensificaciones del flujo.



**Figura 5.7.** Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el verano del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

Por último, en la modelación numérica que representa al otoño se observa el viento más débil como ya se había mencionado en el análisis anual del viento. Esto puede ser observado en los cortes verticales diagonal, longitudinal y latitudinal mostrados en la Figura 5.8. Los flujos tienden a ser prácticamente homogéneos bajo todas las perspectivas a excepción de ciertos flujos ascendentes observados en el corte diagonal de la figura 5.8. Aun así, la perturbación introducida por los escarpes de la Curvatura de Monterrey alcanza alturas de más de 3000 metros. Por otro lado, la circulación horizontal muestra un patrón de flujo semejante a los encontrados en otras perturbaciones mostrados anteriormente; un flujo ordenado en la planicie, un flujo desordenado o caótico sobre la topografía ondulante en la parte sur del área de estudio y canalización del flujo a lo largo de las cuencas más importantes.

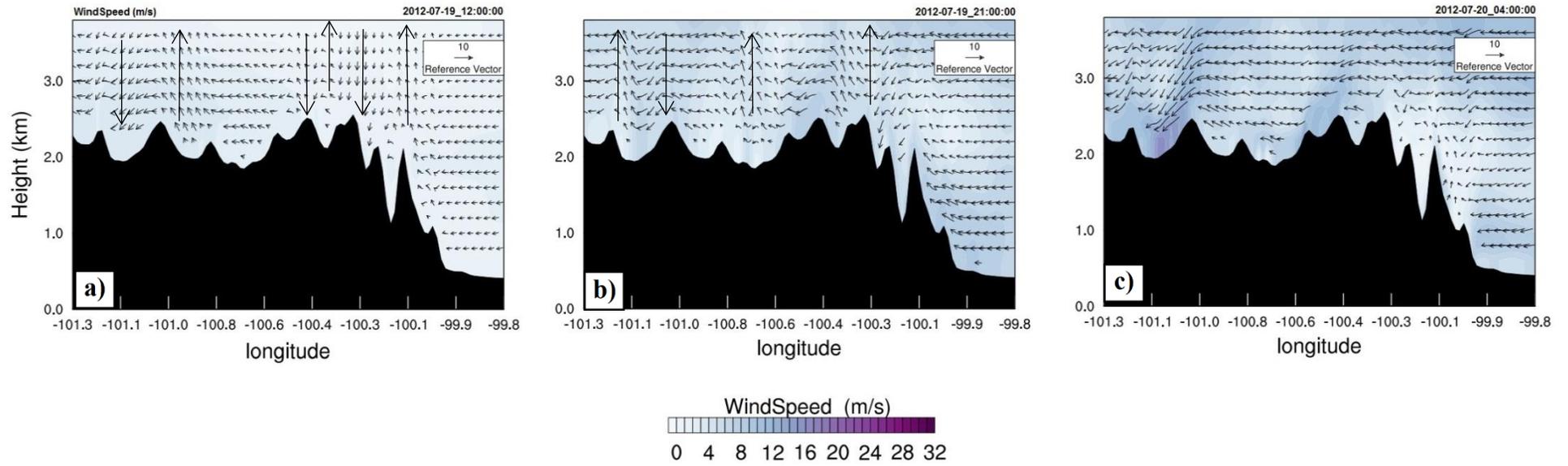


**Figura 5.8.** Cortes desde diferentes perspectivas del terreno a) diagonal, b) longitudinal, c) latitudinal, con magnitud y dirección del viento para el otoño del año 2012 sobre el dominio madre (D1).

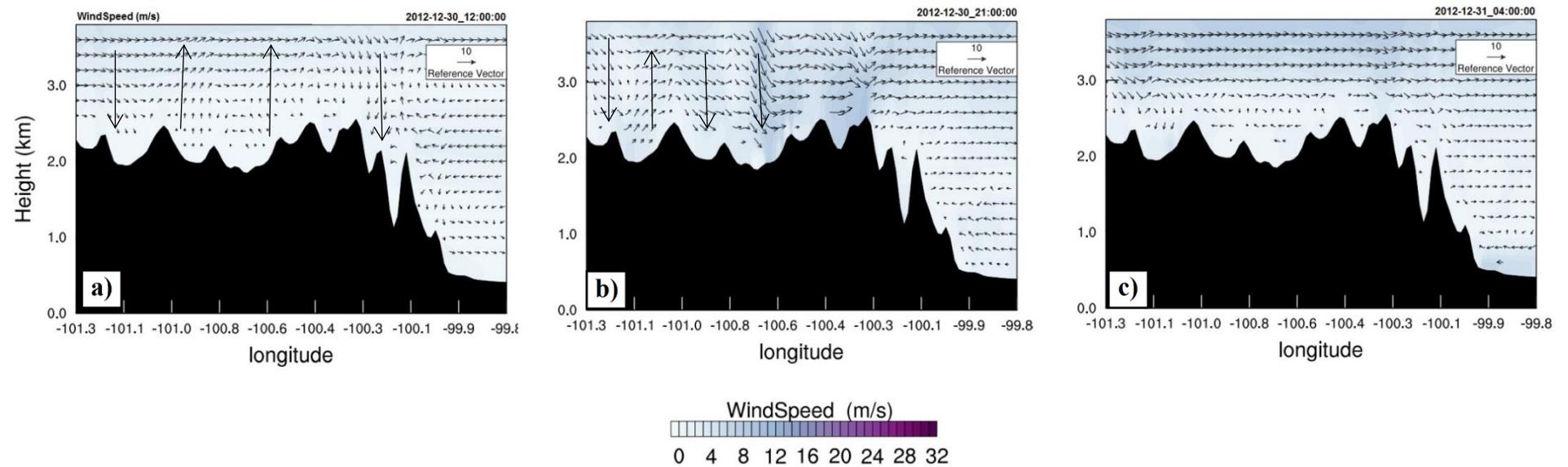
Con una resolución más fina de la malla (1.5 km) representada por el dominio anidado (D2), se hizo un corte longitudinal a lo largo de la zona ondulante con el objetivo de apreciar algunos de los procesos comunes en un sistema de valle-montaña mencionados

en el apartado 1.3 de este trabajo. Así para un día típico de verano (Fig.5.9) se observa que durante las primeras horas del día (6 a.m.) la magnitud del viento no sobrepasa los 8 m/s y la dirección del viento es definida por las cuencas presentes en la zona. En la primera cuenca se nota como la dirección del viento es descendente, mientras que en la cuenca de la derecha el viento es completamente ascendente, en las siguientes ondulaciones el viento es paralelo a las cuencas y nuevamente se observa el flujo en descenso hacia una cuenca mientras que en la siguiente el flujo va en dirección contraria. Durante la tarde (Fig.5.9b) se observa que hay una inversión en la dirección del viento con respecto a lo observado en la mañana, mientras que el viento sobre la primera ladera en la mañana era descendente, para las 3 p.m. presenta una dirección ascendente. Lo mismo pasa en varias de las cuencas contiguas y se observa también que la magnitud del viento a esta hora del día es mayor, alcanzando valores de hasta 14 m/s. Para la noche (Fig.5.9c), se respetan las direcciones de los flujos que se presentaron en la tarde pero con intensidades que alcanzan hasta 18 m/s.

Con lo anterior se identifica la presencia de patrones de circulación conocidos como brisas de ladera en un día normal de verano. Sin embargo, resulta muy interesante que al comparar el mismo sistema de valles y montañas en otra época del año (invierno), se observa una circulación con dirección opuesta a la de verano. La figura 5.10 representa un día típico de invierno del 2012, y al compararse con los patrones de viento observados durante el verano, se encuentra que por la mañana los flujos ascendentes y descendentes son muy semejantes pero con diferente intensidad. Pero se nota que por la tarde los flujos en invierno son inversos a los flujos en verano, es decir, flujos descendentes en verano sobre una cuenca, en invierno son flujos ascendentes y viceversa (Figura 5.10b). Durante la tarde de un día de invierno (3 p.m.) se observa como el flujo se mueve en función del terreno, respetando de manera correcta los ascensos y descensos del aire a través de las laderas. Este tipo de circulaciones es lo que se conoce como vientos anabáticos y catabáticos, típicos de las regiones montañosas (Fig.5.10b). Por la noche hay coincidencias en la dirección del flujo en algunas cuencas pero en otras no. También se encuentra en otras cuencas que el flujo se mueve hacia la misma dirección que en verano, pero la procedencia del viento es distinta. Esto se debe principalmente a que en el verano el viento proviene del sur (frentes cálidos) y mediante sistemas tropicales del Atlántico, pero en invierno el viento procede del norte a través del paso de frentes fríos.



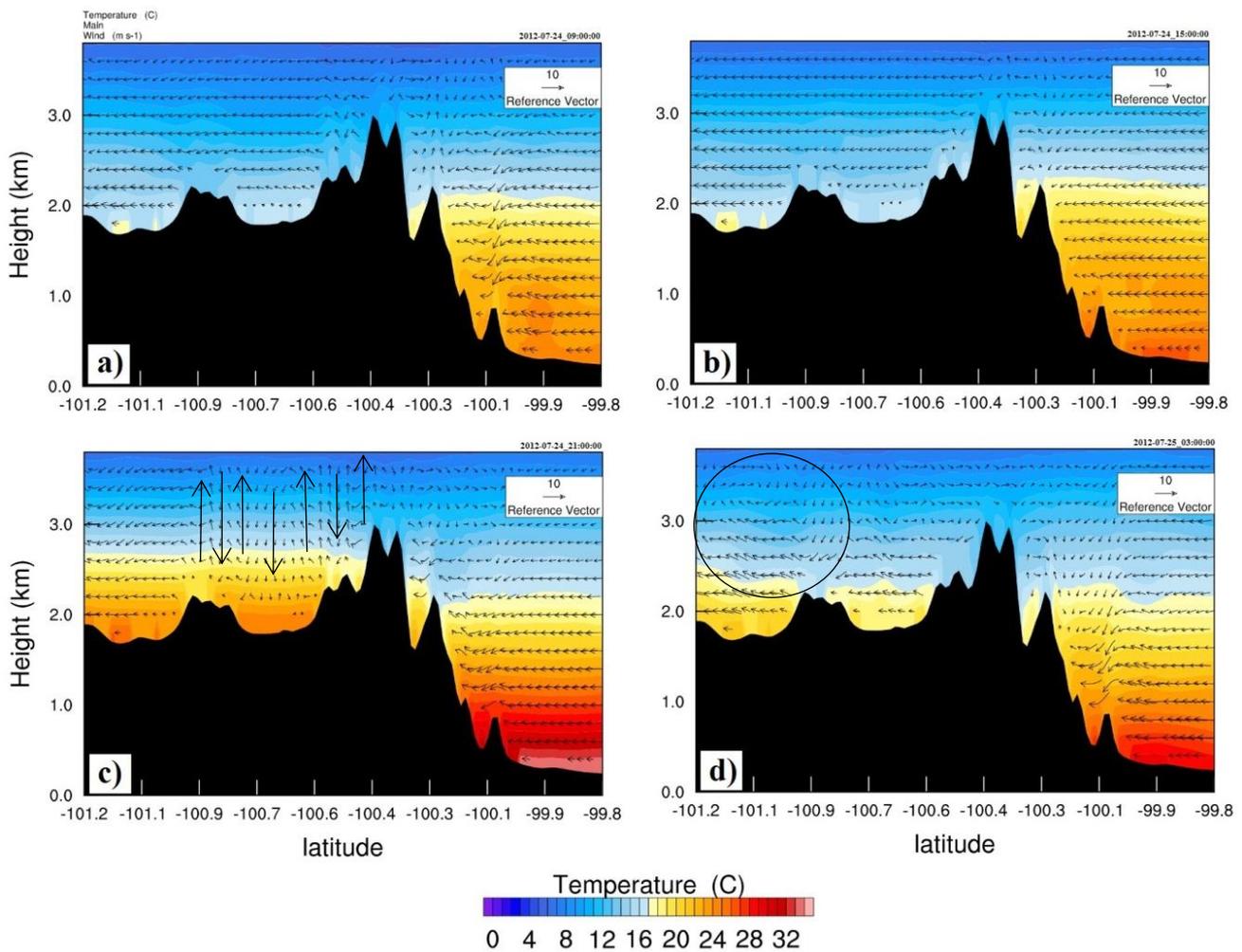
**Figura 5.9.** Brisa de valle y montaña durante a) mañana, b) tarde y c) noche de un día típico de verano sobre el dominio anidado (D2).



**Figura 5.10.** Brisa de valle y montaña durante a) mañana, b) tarde y c) noche de un día típico de invierno sobre el dominio anidado (D2).

Bajo la misma perspectiva en alta resolución, la figura 5.11 muestra la evolución de la temperatura y de los flujos a lo largo del día 24 de julio del 2012, día de características promedio en la zona. Durante la madrugada de este día (Fig.5.11a) se observa como en las cuencas más bajas se presenta una acumulación de aire cálido con un espesor aproximado de 2 km, que alcanza hasta 24°C en la porción más cercana a la superficie y que logra colarse dentro de las tres cuencas más bajas. Cuando el flujo se topa con la pared montañosa de 3km comienza a ascender y no logra sobrepasar dicha barrera, permaneciendo más frías las cuencas a la izquierda de la montaña. Para la mañana (10 a.m.) de este día se observan pocos cambios con respecto a las horas anteriores, permaneciendo la capa gruesa de calor sobre las cuencas más bajas (Fig.5.11b).

Durante la tarde, se observa un incremento de hasta 10°C sobre las dos cuencas más bajas, sin embargo el grosor de la capa cálida mantiene el mismo espesor y no logra sobrepasar la barrera, pero para este momento del día, las cuencas más altas han recibido radiación, generando otra capa térmica con un grosor de poco más de 600 metros y que ronda valores de temperatura de entre 18 y 24°C enfriándose en altura. Se notan además marcados movimientos de ascenso y descenso sobre esta parte de las cuencas que está relacionada directamente con el calentamiento en superficie dentro de las cuencas y su posterior enfriamiento (Fig.5.11c). En la noche, las altas temperaturas prevalecen dentro de la mayoría de las cuencas, en especial la cuenca menos elevada. A pesar de que la capa térmica dentro de las cuencas del lado oeste disminuyó su espesor e incluso cortó su continuidad debido a la presencia de una montaña, la capa del lado oriente permanece con las mismas características de anchura que durante todo el día se presentaron. En cuanto a las circulaciones locales, se distingue una circulación bien marcada sobre la cuenca oeste que abarca 2 km de altura como resultado del contenido de calor dentro de dicha cuenca (Fig.5.11d). En general, la Figura 5.11 describe las celdas convectivas que se forman durante las diferentes horas del día. Estos vientos catabáticos y anabáticos son una fuerte manifestación diaria de la circulación inducida por la interacción producida por el calentamiento diferencial de las cuencas y por la circulación proveniente de otras regiones interaccionando con la topografía ondulante.



**Figura 5.11.** Ciclo diario de temperatura sobre un corte diagonal para el día 24 de julio del 2012 a) 4 a.m., b) 10 a.m., c) 4 p.m. d) 10 p.m sobre el dominio anidado (D2).

## 5.2 Evento extremo: Huracán “Alex”, 2010

Una vez que se analizó el comportamiento promedio de diferentes variables meteorológicas sobre el terreno ondulado de la Curvatura de Monterrey, en base a los datos obtenidos a lo largo de un año, se pudieron comparar eventos meteorológicos catalogados como extremos en su paso por esta zona de topografía ondulante y saber cómo evolucionan, se disipan o potencializan dichos fenómenos. El caso del huracán “Alex” ocurrido en el 2010 se consideró como un evento que durante las primeras horas que alcanzó la región de estudio, la compleja topografía ondulante de la CM no representó un gran obstáculo debido a los vientos de gran intensidad, presentando una circulación ciclónica bien organizada pero sí con cambios en la dirección como se observa en la figura 5.12b.

A partir de la figura 5.12a, se observa la circulación del huracán que avanzó uniforme sobre la planicie pero que al toparse con el inicio de la CM donde el gradiente altitudinal es de aproximadamente 1500 m, avanzó a lo largo de la barrera montañosa contorneando de manera correcta y fluyendo paralelo a la montaña.

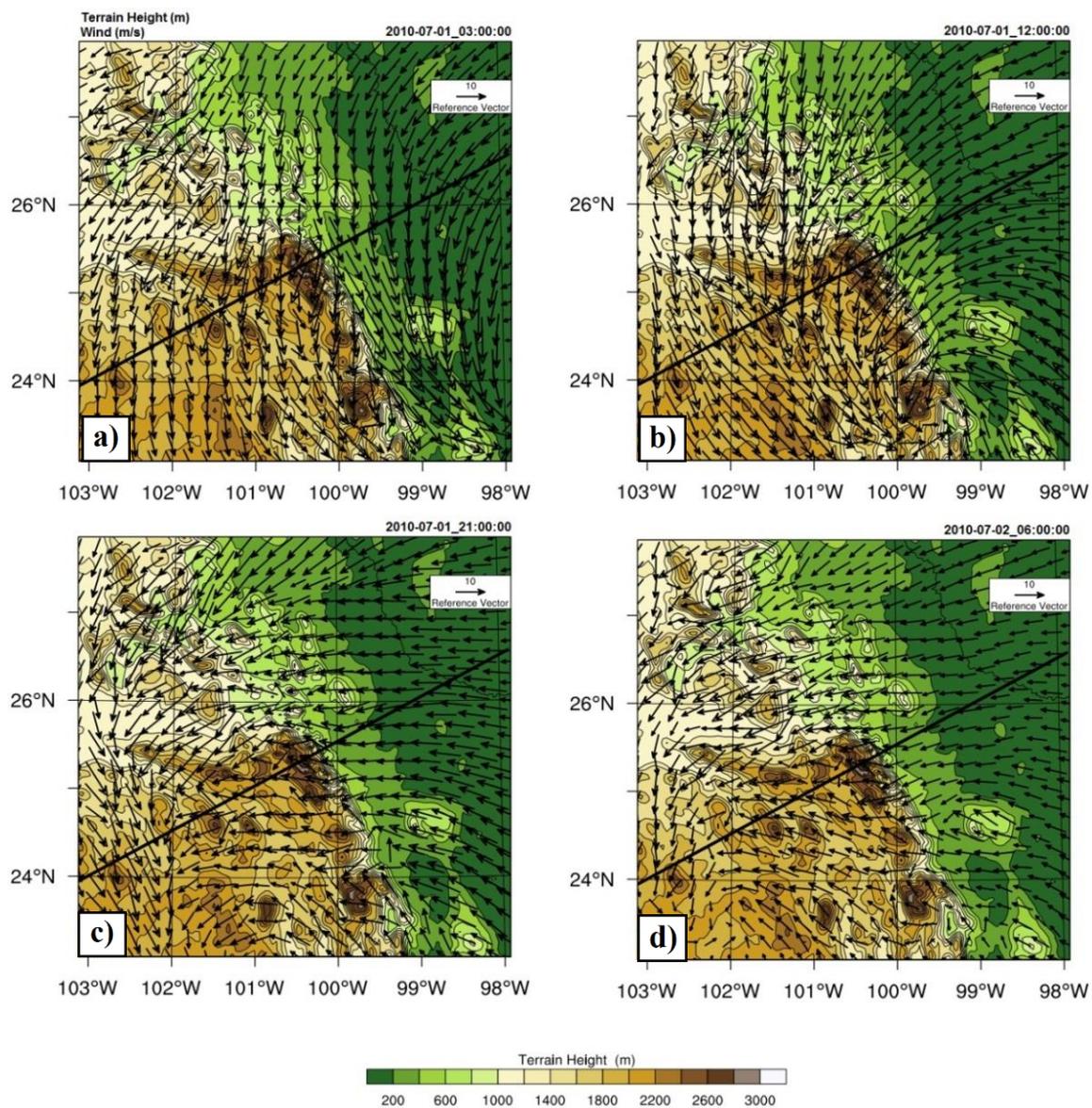
Por otra parte, el viento que se encontraba en la parte norte de la zona de estudio, logró filtrarse por la gran cuenca del norte y generó aumento en la intensidad del viento, sin embargo el viento no perdió su buena organización y se mantuvo ciclónico.

Para la mañana del 1° de julio, “Alex” entró con gran intensidad a la zona de estudio y justo en este punto el viento interactuó más intensamente con la topografía, debido a que el flujo alcanzó magnitudes de hasta 30 m/s y para entonces las montañas y valles no representaron problema para el avance del sistema (Fig.5.12b). Horas más tarde el huracán comenzó a debilitarse y nuevamente la orografía jugó un papel muy importante al canalizar los flujos a través de las cuencas más anchas y generando desorganización en el huracán, debilitando de este modo al viento y provocando cambios en la dirección del mismo (Fig.5.12c). Para la madrugada del 2 del julio (Fig.5.12d) se disipó por completo el huracán y el viento volvió a su comportamiento característico en el que respeta la forma del terreno y fluye predominantemente por las diversas cuencas.

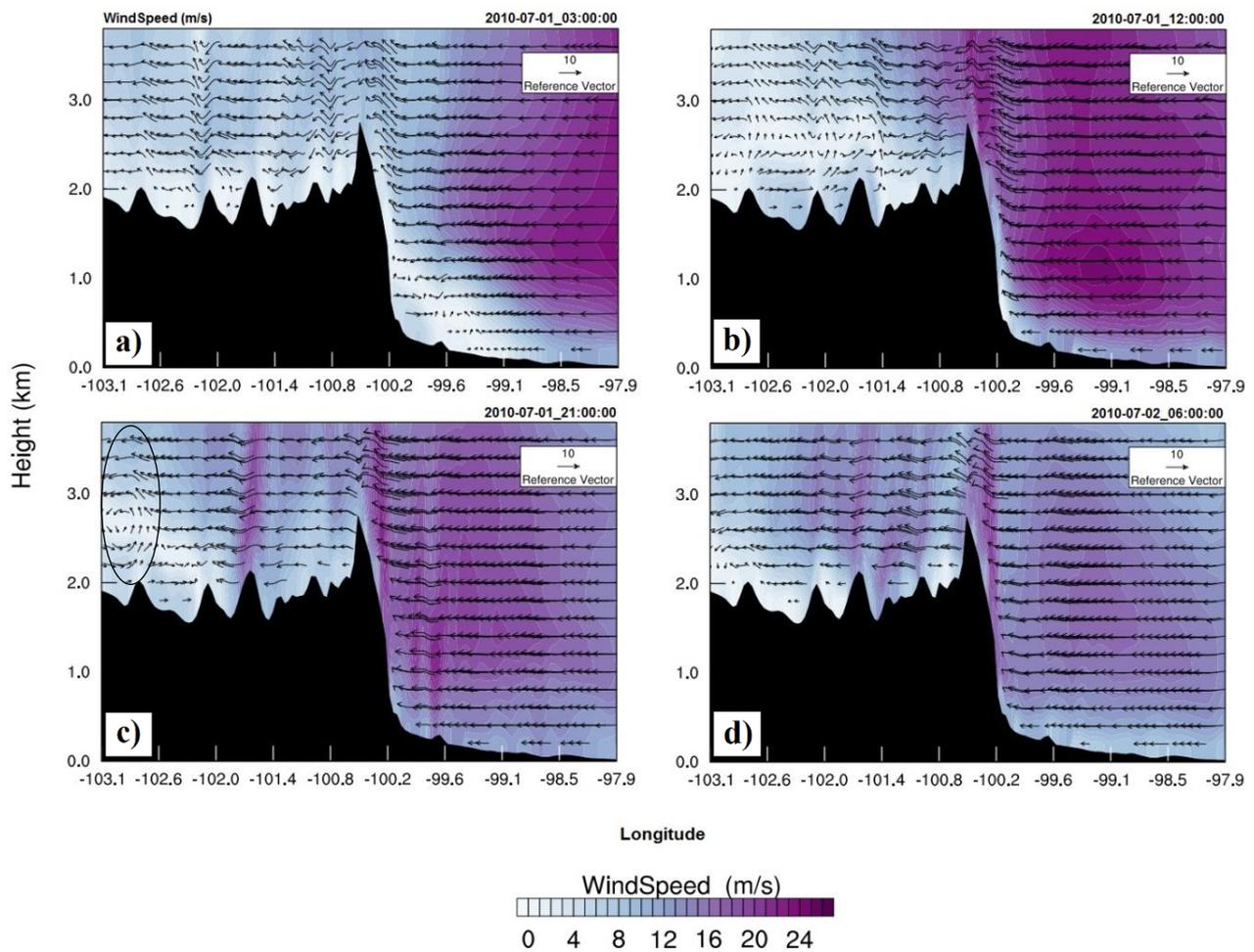
Lo anteriormente descrito en base a observar el viento en superficie, se corroboró con un corte vertical a través de las cuencas (Fig. 5.13) para las mismas horas que la figura anterior (Fig. 5.12). Se observa la entrada de una masa de aire uniforme con viento de gran intensidad que logra alcanzar hasta 30 m/s en la zona de llanura (Fig. 5.13a). Esta masa de aire con gran velocidad se desplaza hacia el oeste comenzando a interactuar con la Curvatura de Monterrey generando perturbaciones en la dinámica atmosférica que alcanzó alturas de 4000 metros (Fig. 5.13b). Las alturas de los escarpes de la topografía ondulante produjeron entonces zonas de mucha intensidad y los valles zonas de menor intensidad del flujo atmosférico (Fig. 5.13c,d).

En general, destaca el cambio de un patrón homogéneo en planicie a un conjunto de ondas en la zona de escarpes, una vez cruzada la barrera montañosa de 2.7 km de altura. Incluso se observa que durante las horas más intensas de “Alex” (Fig.5.13b,c) las ondulaciones del terreno generan en el viento pequeñas circulaciones locales por encima de las cuencas.

Además, se observa el avance de esta masa de aire ya que durante las primeras horas “Alex” solo estaba en la región oriente (la más cercana al Atlántico) y posteriormente el viento más intenso se comenzó a canalizar dentro y por encima de las cuencas.

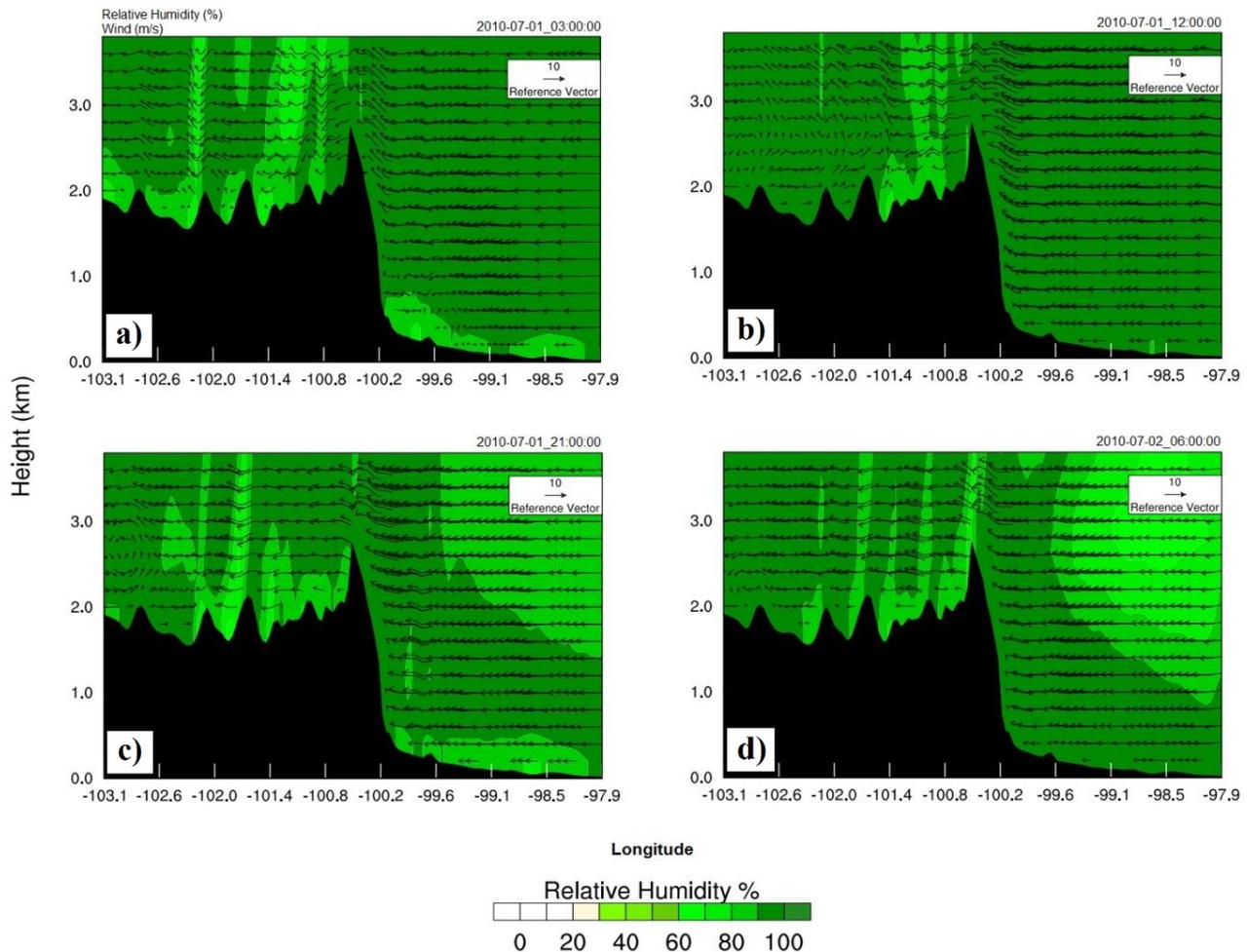


**Figura 5.12.** Flujo del viento en superficie del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1:00 a.m sobre el dominio madre (D1).



**Figura 5.13.** Corte vertical con magnitud y dirección del viento del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1:00 a.m sobre el dominio madre (D1).

En la sección 3.2.1 de este trabajo, se explicó la importancia de este fenómeno, ya que fue catalogado como el huracán que generó mayor cantidad de lluvia en su paso por todo el estado de Nuevo León. Mediante la simulación de la variable de humedad relativa se puede tener una idea de la saturación que presentó la masa de aire de “Alex” y se muestra en la Figura 5.14 en un corte a lo largo de las cuencas. Se observa claramente que la masa de aire que entró a la zona de estudio tenía un 100% de humedad en casi toda el área, lo que se asocia bajo ciertas condiciones específicas a una atmósfera saturada y por ello a una importante probabilidad de lluvia intensa. También se nota como en la mayoría de las cuencas la humedad relativa fue menor a la que se presentó en la zona de planicie y en la atmósfera superior para casi todas las horas en que “Alex” recorrió la zona. Esto se debe a que en las partes bajas de las cuencas la temperatura es mayor disminuyendo así la humedad relativa.

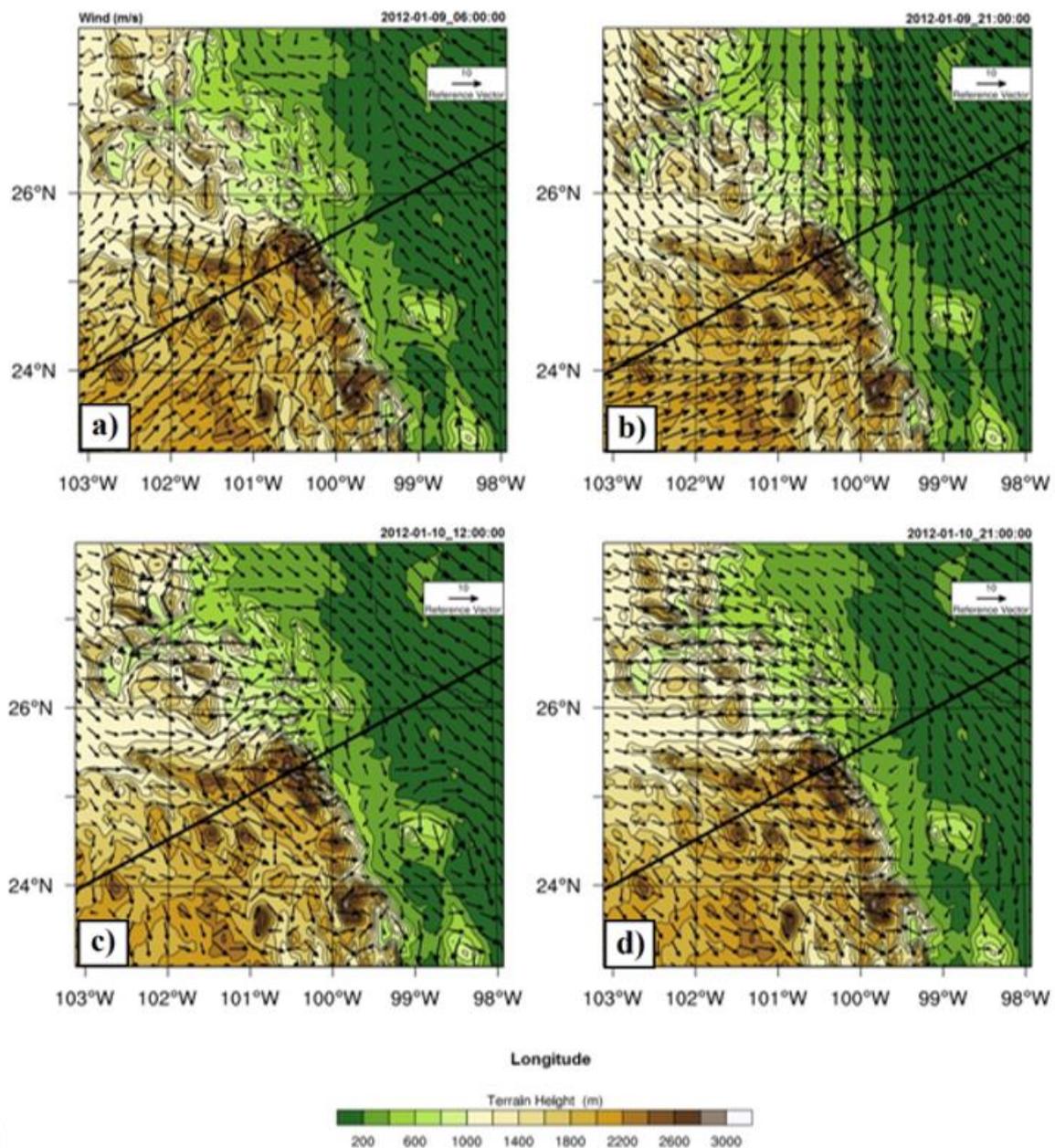


**Figura 5.14.** Corte vertical con humedad relativa y dirección del viento del huracán “Alex” a) 30 de junio a las 10 p.m. b) 1° de julio a las 7 a.m. c) 1° de julio a las 4 p.m. d) 2 de julio a la 1:00 a.m sobre el dominio madre (D1).

### 5.3 Evento extremo: Frente Frío #25, 2012

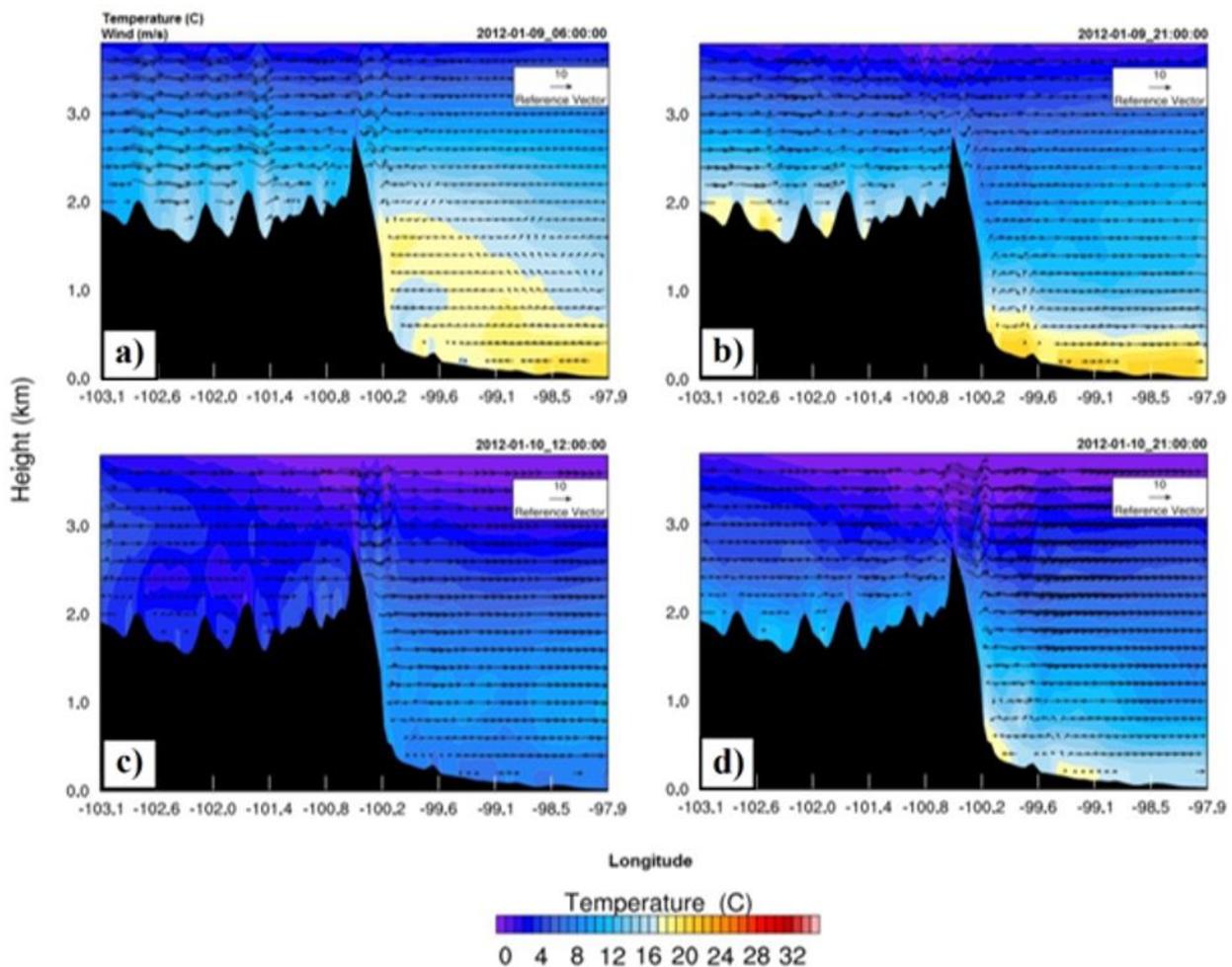
El paso del frente frío #25 de la temporada 2011-2012 por la zona de la Curvatura de Monterrey fue correctamente reproducido por el modelo WRF. En la Figura 5.15, se aprecia el patrón del viento de un frente frío de componentes norte y noroeste durante la tarde del 9 de enero del 2012, se observa como el viento entra a la zona de estudio y converge con viento proveniente del sur (Fig. 5.15a). En la figura 5.15b, se observa que en la planicie el frente frío ha avanzado más rápidamente que en los escarpes donde hay aún viento fluyendo hacia el norte. Sobre la meseta, sin embargo, cuando el viento encuentra alguna cuenca por la cual canalizarse lo hace siguiendo la forma del terreno, mientras que cuando el viento pasa por una barrera montañosa, el flujo rodea la barrea y continua su paso. El frente frío se introduce en la zona de escarpes a lo largo de las cuencas.

Durante la mañana el frente frío se estableció en toda la zona de estudio con viento en la planicie con dirección hacia el sur, se observan flujos de aire que van de la zona de escarpes a la planicie a través de las cuencas más amplias y con el viento fluyendo entre los valles, principalmente en la zona montañosa. El flujo en el área de la CM ya no es tan ordenado y el efecto orográfico de introducir perturbaciones en la dinámica atmosférica se hace presente (Fig.5.15c). En la Figura 5.15d, se observa que el viento asociado al frente frío domina sobre toda la región de estudio con flujos en dirección al sur en la planicie y de sureste y este en la zona de escarpes.



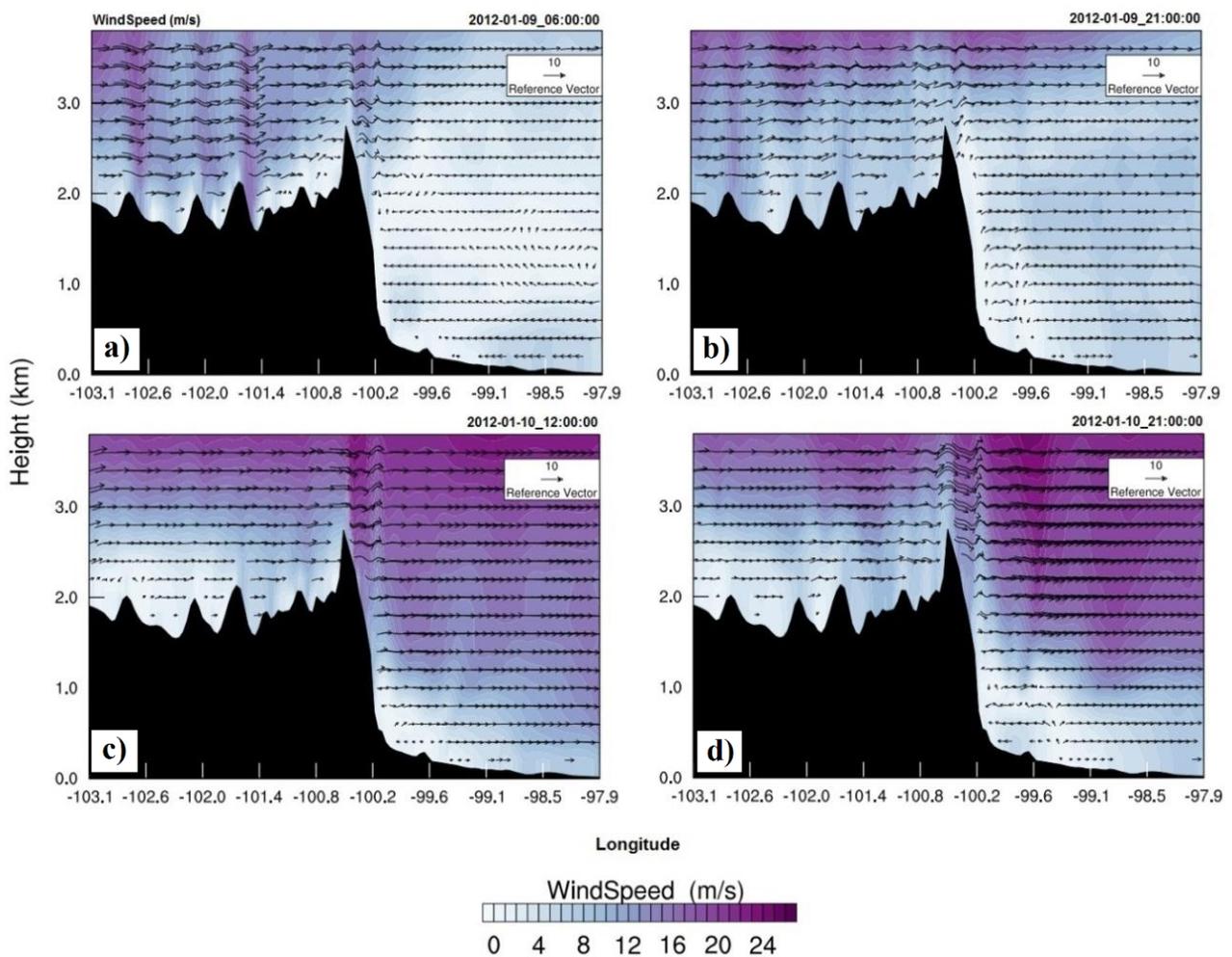
**Figura 5.15.** Flujo del viento en superficie del Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 6 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m. sobre el dominio madre (D1)

En la Figura 5.16a se observa que antes de la entrada del frente frío en la parte de la planicie y en la zona alta escarpada hay masas de aire con temperaturas relativamente cálidas para el mes de enero. Posteriormente se nota en la atmósfera sobre la planicie, entre las alturas de 1 y 3 kilómetros, la entrada de aire frío (Fig. 5.16b). La característica más importante de un frente frío como su nombre lo menciona es la rápida disminución de la temperatura con gradientes que alcanzan hasta  $10^{\circ}\text{C}$  en 24 horas. En el caso del Frente Frío #25, el descenso marcado de temperatura se presentó en la mañana del 10 de enero (Fig. 5.16c). La temperatura en la zona plana fue de alrededor de  $9^{\circ}\text{C}$ , y a medida que el flujo ascendía, logró alcanzar temperaturas por debajo de los  $0^{\circ}\text{C}$ . Además, la temperatura dentro de las cuencas fue más elevada en comparación con la atmósfera superior, pero no logró igualar los valores que se presentaron en la llanura. Este efecto solo se observa durante la tarde del 10 de enero donde las cuencas recibieron la mayor cantidad de radiación durante el día, se calentaron y almacenaron este calor, generando una capa cálida muy bien definida de  $12^{\circ}\text{C}$  con un espesor aproximado de 200 metros (Fig. 5.16d).



**Figura 5.16.** Corte vertical con temperatura y dirección del viento para el Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 7 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m sobre el dominio madre (D1).

El paso de este Frente Frío también se caracterizó por viento muy intenso de hasta 24 m/s el día 10 de enero (Fig.5.17c,d). Se nota que el viento durante ambos días fue de componente oeste-este y que en su paso por la zona ondulante generó oscilaciones en el flujo que se convirtieron en una masa homogénea al cruzar la barrera montañosa. Las perturbaciones generadas por la interacción de la zona de escarpes y el intenso flujo atmosférico alcanzaron alturas de más de 4 kilómetros. Conocer los alcances de estas perturbaciones atmosféricas en detalle puede ser de vital importancia para la navegación aérea (Fig. 5.17a, b). Para el día 9 de enero se observa como dentro y encima de las cuencas el viento presentó picos máximos de velocidad, todos del lado de sotavento de las montañas. Y para el día 10 de enero el viento más intenso se encontró en la zona llana y en la atmósfera superior, encima de los 3 km de altura aproximadamente.



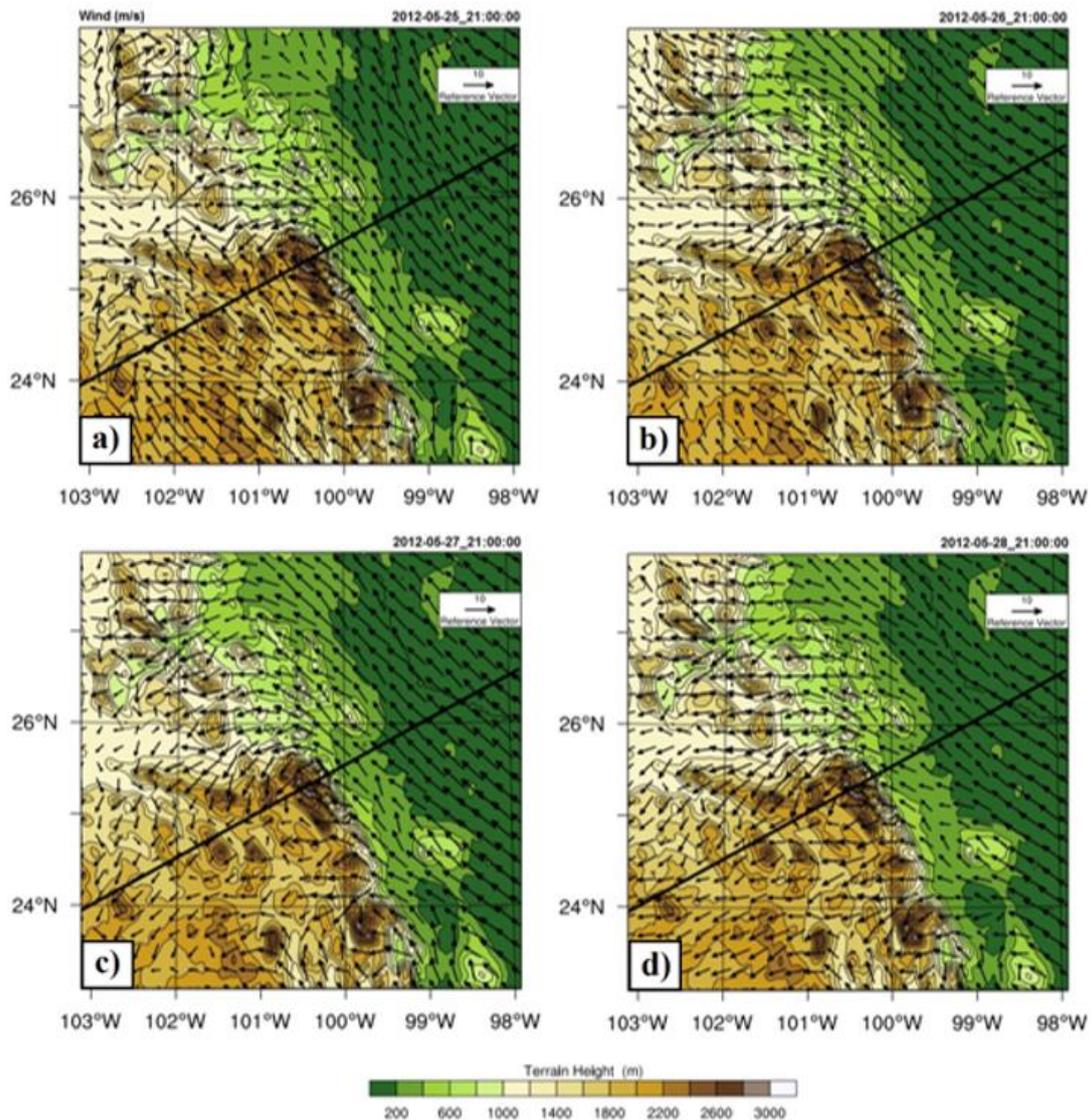
**Figura 5.17.** Corte vertical con magnitud del viento para el Frente Frío #25 a) 09 de enero a las 12 a.m. b) 09 de enero a las 3 p.m. c) 10 de enero a las 7 a.m. d) 10 de enero a las 3:00 p.m sobre el dominio madre (D1).

## 5.4 Evento extremo: Onda cálida, 2012

La onda de calor que tuvo lugar los días 25, 26, 27 y 28 de mayo del 2012 se reprodujo de manera correcta a partir de las simulaciones del modelo. La figura 5.18 (a, b, c, d) muestra el avance de la onda cálida durante los cuatro días de duración por la zona de estudio. El viento como se esperaba, tuvo una componente principal del sureste y se desarrolló de manera uniforme sobre la planicie aumentando su intensidad los días 26 y 27 de mayo.

En la zona ondulatoria se nota la complejidad que tiene el viento para mantenerse homogéneo tanto en dirección como en intensidad. Solo para los dos primeros días en la porción sur de los escarpes el viento logró mantener su dirección, pero a medida que cruzó las cuencas se debilitó y cambió de dirección (Fig. 5.17b, c). Durante los cuatro días del evento se aprecia la relevancia de la cuenca más ancha en la parte norte, ya que el viento se canalizó de manera evidente y generó un aumento en la velocidad de hasta el doble de magnitud que el viento que chocó o se canalizó en el resto de las cuencas. En la Figura 5.17d se muestra que sobre la curvatura de Monterrey el viento tiene una dirección dominante hacia el oeste mientras que en la planicie el viento está dirigido hacia el norte. Esto es un claro ejemplo del efecto topográfico sobre la circulación atmosférica.

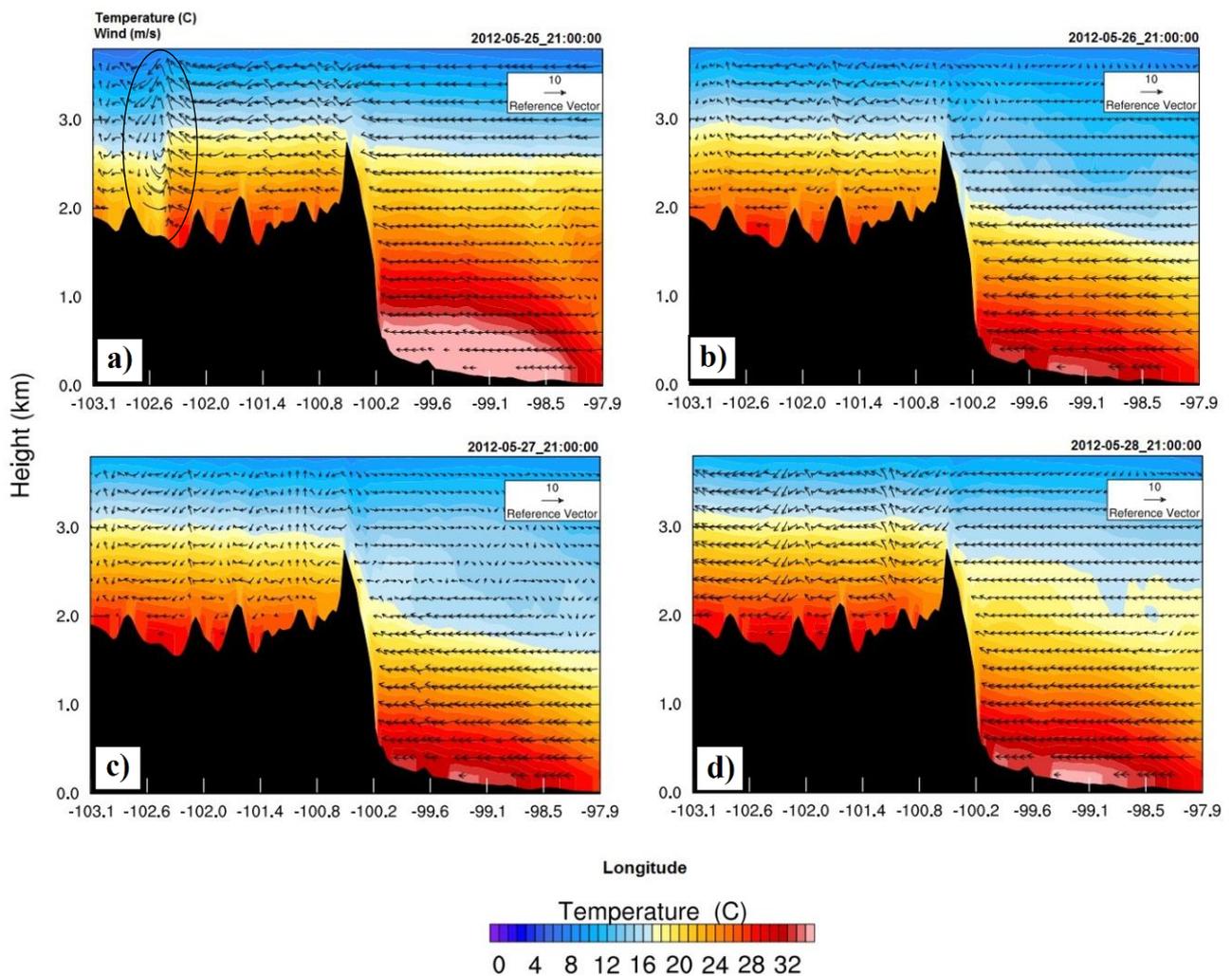
Por otro lado, la manera más eficiente de identificar una onda de calor es mediante el aumento anómalo de la temperatura superficial. Recordando que para el mes de mayo del 2012 la temperatura promedio registrada por las estaciones meteorológicas en planicie fue de 33°C, la figura 5.19a muestra que la temperatura en la zona plana para el día 25 rebasó los 40°C, mientras que la temperatura dentro de las tres cuencas centrales alcanzó los 35°C. Se aprecia también para este día un comportamiento inusual en la temperatura por encima de las dos cuencas ubicadas más al oeste de la zona. Se observa un desfase de temperatura con respecto al resto de las cuencas que indica la entrada de la onda de calor en esa zona. También se aprecia mediante los vectores de velocidad del viento como la entrada de la onda de calor genera una celda convectiva que alcanza los 4 kilómetros de altura. Este fenómeno de contraste térmico entre las temperaturas de las zonas altas en los escarpes y las temperaturas asociadas a onda cálida entrante genera un intenso gradiente horizontal de temperatura que conduce a esa fuerte perturbación vertical expresada en forma de una celda convectiva.



**Figura 5.18.** Flujo del viento en superficie de la onda de calor a) 25 de mayo a las 4 p.m. b) 26 de mayo a las 4 p.m. c) 27 de mayo a las 4 p.m. d) 28 de mayo a las 4 p.m. sobre el dominio madre (D1).

Esta circulación local desarrollada por encima de las cuencas provoca el desfase de temperatura, con las cuencas centrales más cálidas en superficie, lo que genera un ascenso del aire caliente y por consiguiente del otro lado de la circulación se presenta un descenso marcado de aire más frío que hace que la temperatura sobre una misma altura sea más baja (Fig 5.19a). Para el resto de los días la condición cálida permanece, aunque en planicie las temperaturas no son tan altas como el día 25, si bien alcanzan los 40°C pero en una porción mínima. Sin embargo, dentro de las cuencas sucede un incremento de la temperatura no solo para las tres cuencas centrales que se mencionaron en la fig.5.18a, sino que para el último día de la onda (28 de mayo) (Fig.5.19d) todas las cuencas presentan valores altos de hasta 35°C muy parecidos a los observados en superficie,

creando cada día una capa cálida de mayor espesor dentro y encima de las cuencas. En general la entrada de una onda de calor genera fuertes contraste en las temperaturas atmosféricas, incluso con comportamientos inversos al inicio o entrada de la onda cálida y al final como se puede observar en las Figuras 5.19 a, b, c, d.



**Figura 5.19.** Corte vertical con temperatura y dirección del viento para la onda de calor a) 25 de mayo a las 4 p.m. b) 26 de mayo a las 4 p.m. c) 27 de mayo a las 4 p.m. d) 28 de mayo a las 4 p.m sobre el dominio madre (D1).

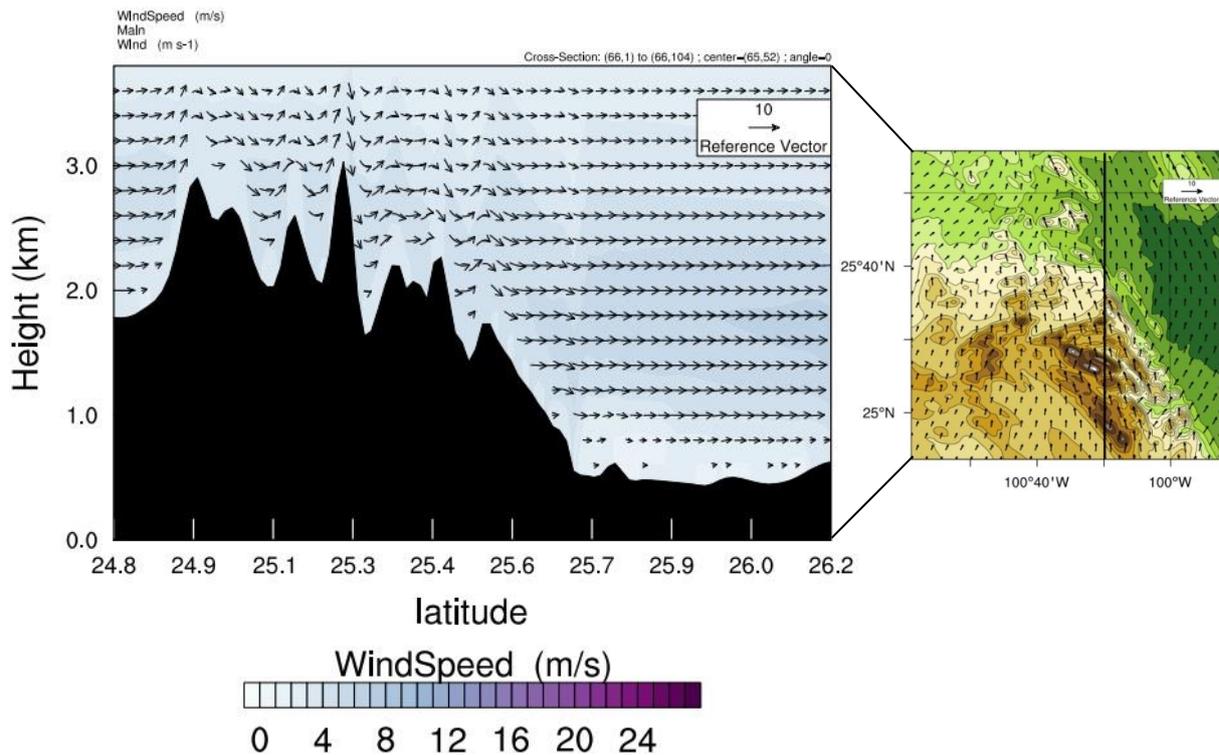
## Capítulo VI.

### DISCUSIÓN

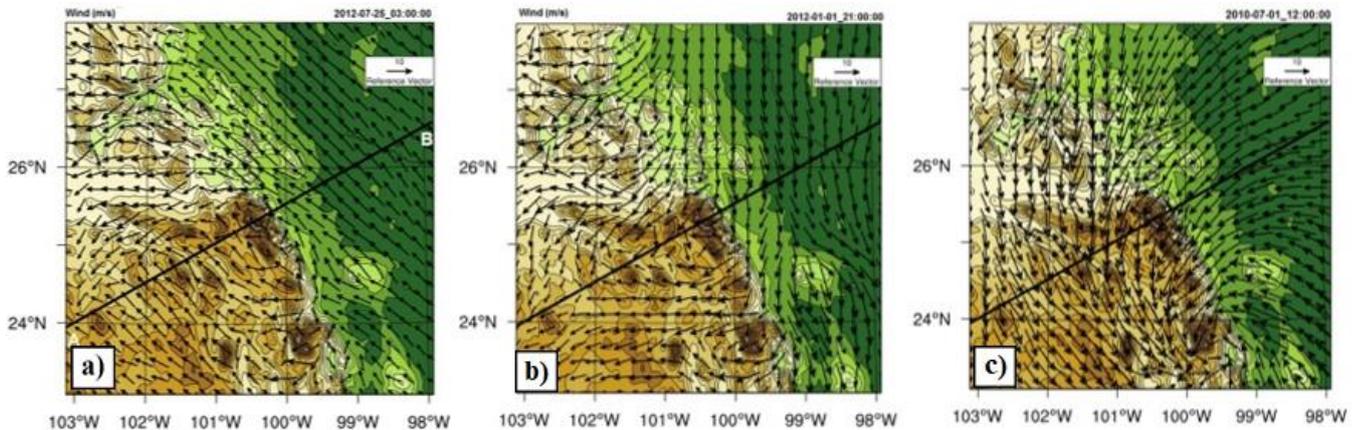
Inicialmente se debe reconocer la alta eficiencia que presentó el modelo WRF bajo las condiciones normales en un ciclo anual, de un evento extremo, de entrada de una onda cálida y la entrada de un frente frío. Las simulaciones tanto del ciclo anual como de los fenómenos meteorológicos seleccionados tuvieron en el mejor de sus casos una certeza del 89.2% comparado con los datos observados. Lo que significa que el modelo se aproximó a la realidad de los eventos, permitiendo tomar los datos modelados para el análisis descrito en la sección anterior. De esta manera el modelo reveló notables diferencias en el comportamiento de las variables meteorológicas tanto espacial como temporalmente en los diferentes fenómenos simulados. De manera espacial la zona de estudio se dividió topográficamente en dos regiones: la escarpada y la de planicie. Aunque la región montañosa es la de mayor interés, no se puede descartar la influencia que tiene la meseta oriental que circunda a los escarpes, además de que el modelo reprodujo mejor la dinámica atmosférica en esta región, presentando menores complicaciones que en la región montañosa.

La región plana presentó de manera consistente una dinámica de viento homogénea en dirección y magnitud, respetando la mayoría de las veces la procedencia estacional del viento sin generar cambios significativos en las velocidades de las masas de aire en su cruce por la planicie (Fig.6.1). Por el contrario, cuando los flujos se encontraban con la región escarpada, estos presentaban comportamientos diversos: en algunos casos el flujo rodeaba la barrera montañosa fluyendo paralela a esta, en otros casos el viento circundaba los picos topográficos y en otras ocasiones el viento lograba cruzar la pared topográfica respondiendo también de diversas maneras dentro de los escarpes (Fig.6.2).

Estos comportamientos están en respuesta a ciertos factores dinámicos que rigen los patrones de circulación general, dichos factores son: la circulación sinóptica de la atmósfera, la estacionalidad de los flujos, los regímenes del viento de carácter local, los forzamientos dinámicos generados por la altura o forma de los obstáculos montañosos y la magnitud e incidencia del viento.



**Figura 6.1.** Corte latitudinal con magnitud y dirección del viento del comportamiento promedio del viento durante el invierno del 2012 a lo largo de las cuencas, sobre el dominio anidado (D2)



**Figura 6.2.** Ejemplos de la influencia de la topografía sobre flujos del viento en superficie: a) viento rodeando la barrera montañosa para un día típico de verano, b) viento circundando picos topográficos para un día típico de invierno y c) viento cruzando la barrera montañosa para un día típico de verano, todos sobre el dominio madre (D1).

Un ejemplo claro de estos factores son los efectos que generó una de las cuencas con mayor profundidad, longitud y anchura. En este trabajo se le denominó como la cuenca del norte que abarca desde el punto  $101.5^{\circ}\text{W}$ ,  $25.7^{\circ}\text{N}$  hasta  $103^{\circ}\text{W}$ ,  $26^{\circ}\text{N}$ . Esta cuenca tiene la forma de embudo donde en la parte oriental es más estrecha y se va abriendo hacia la porción oeste, además la cuenca está rodeada por dos paredes con una altura aproximada de 400 metros, lo que la convierte en una cuenca muy profunda.

Se observa durante el ciclo anual como en las estaciones de invierno y verano los flujos tienden a atravesar a lo largo de esta cuenca sin importar la procedencia del flujo como se puede observar en las figuras 6.2a,b. Se nota además que los flujos entran por la parte más estrecha de la cuenca, provocando una intensificación del viento y a medida que el flujo recorre la cuenca y pasa por la parte más amplia el viento tiende a debilitarse, esto debido a que la masa de aire experimenta cambios de presión y altura lo que genera modificaciones en la velocidad de movimiento.

Durante las estaciones de transición (primavera y otoño) el viento que incide a la cuenca del norte no presenta la misma homogeneidad en dirección, pero persiste la característica de aumento de velocidad en la parte más estrecha. Esto puede deberse a que los flujos durante estas épocas del año no tienen patrones de circulación tan definidos y en general la magnitud del viento es menor que en el verano y el invierno.

Es inequívoco el hecho de que la zona ondulante de la Curvatura de Monterrey genera sobre los flujos cambios de dirección y magnitud, y aún más relevante es el hecho de que el paso del viento por esta zona genera tanto circulaciones como efectos locales dentro y por encima de las cuencas, que bajo condiciones atmosféricas normales predominan sobre las circulaciones de mayor escala.

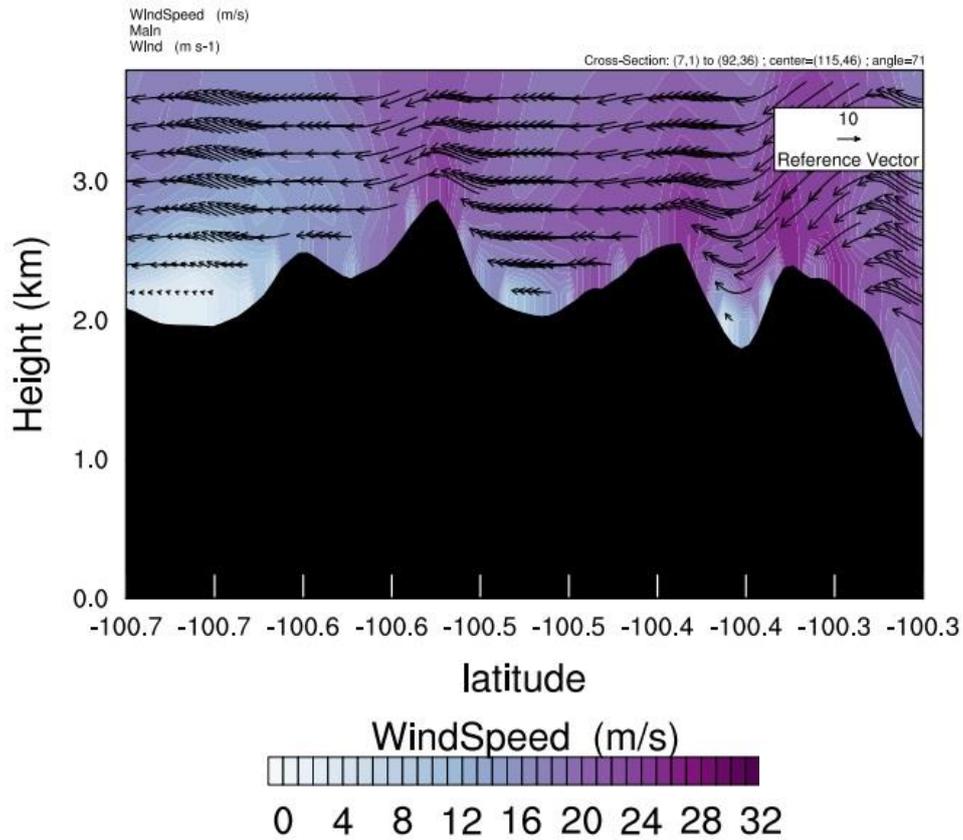
Cuando el viento pasa por esta región casi siempre lo hace en forma de ondulaciones que están más pronunciadas cuando la cuenca tiene mayor profundidad topográfica, siguiendo la forma del terreno, de igual manera el viento presenta magnitudes más altas cuando se encuentra sobre una cuenca más profunda. Lo anterior puede ser resultado de un aumento en la energía cinética y potencial del flujo, ya que como se mencionará más adelante, las cuencas son almacenadoras de calor lo que genera movimientos verticales ascendentes muy marcados que se traducen en un rápido ascenso, es decir, viento más intenso en la vertical. De manera contraria se nota que cuando el flujo desciende por una pared montañosa con marcado gradiente altitudinal, el viento experimenta un notorio descenso vertical debido al cambio de temperatura, acelerándose en dirección contraria.

Como ya se mencionó, las cuencas actúan como acumuladores de calor debido a la forma del terreno. Se observó que entre más profunda es la cuenca, la temperatura dentro de la misma, es mayor. También la temperatura observada dentro de las cuencas más profundas es casi igual a la temperatura en planicie, recordando que existe una diferencia de altura de 2.8 km entre dichas regiones. Es por ello que aún en las épocas más frías del año, estas cuencas presentan temperaturas más cálidas que el resto del entorno, y se encontró que son las cuencas centrales las que siempre respetan estas características.

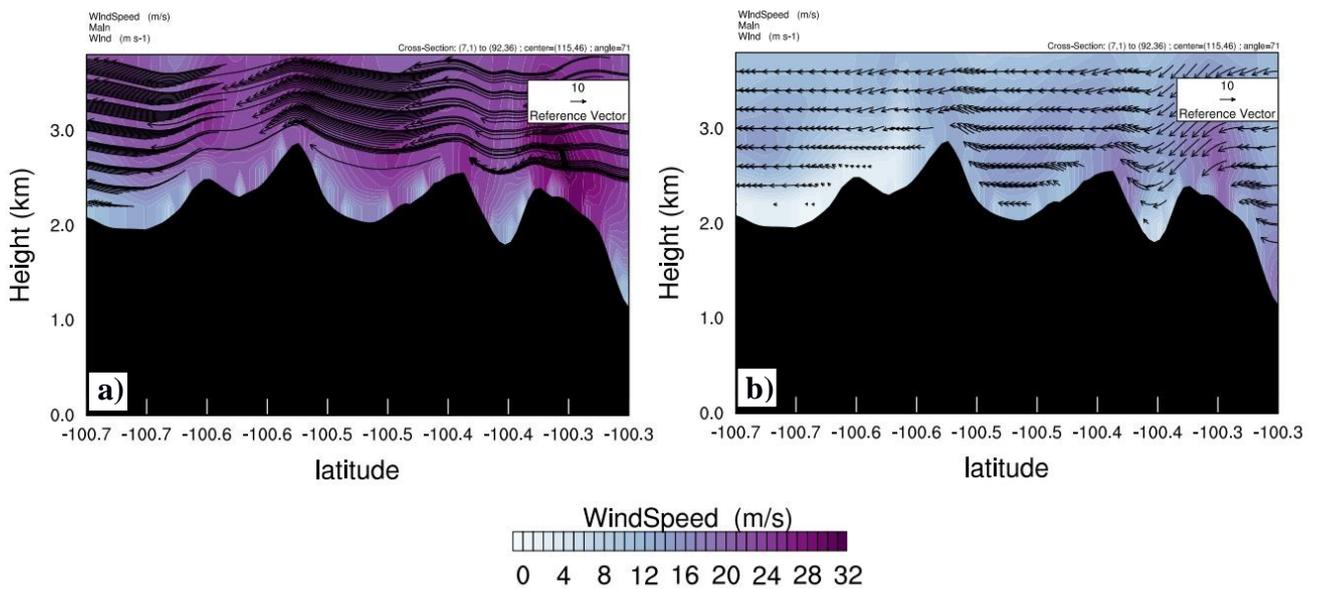
Desde el punto de vista temporal los flujos más intensos se presentan en primavera y verano, pero los patrones más característicos son los de verano e invierno. Es en la estación más fría del año donde las ondulaciones en el viento son fuertemente pronunciadas, ocasionando sistemas de viento de valle y montaña y también los conocidos vientos de ladera. Por otra parte, en verano la intensidad del viento es mayor debido al calentamiento del aire en superficie, los movimientos verticales intensos y la entrada de flujos intensos provenientes de sistemas tropicales del Atlántico.

Para el caso de los eventos extremos, los flujos presentaron patrones remarcados propios de cada situación meteorológica. Así, el huracán “Alex” fue simulado con viento intenso proveniente del Golfo de México que alcanzó magnitudes de hasta 32 m/s en su paso por la región de planicie de manera uniforme. Sin embargo, al chocar con la pared montañosa que da inicio a la región escarpada se observó que el viento contorneaba de manera precisa la forma del terreno, pero a medida que avanzaba a través de los escarpes se debilitó, específicamente al fondo de la última cuenca (Fig.6.3). El sistema presentó una muy buena organización que se fue disipando con el paso de las horas, así como el paso de “Alex” a la meseta central del país.

Una diferencia que marcó el paso de este fenómeno intenso sobre la región de cuencas fue que el viento dentro de dichas cuencas prácticamente perdió toda velocidad ya que el flujo se presentó por encima de los picos montañosos y aunque tenía un patrón ondulatorio no fue tan pronunciado pues no hubo movimientos ascendentes y/o descendentes destacados dentro de las cuencas como se observó en días sin evento extremo dentro de la zona (Fig.6.4).



**Figura 6.3.** Corte vertical con magnitud y dirección del viento del paso de “Alex” por la región escarpada sobre el dominio anidado (D2).



**Figura 6.4.** Corte vertical con magnitud y dirección del viento para a) Huracán “Alex” y b) un día típico de verano sobre el dominio anidado (D2).

En cuanto al frente frío y el frente cálido, ambos fenómenos presentaron configuraciones organizadas, aunque con vientos menos intenso que “Alex”, por ello el viento respetó y siguió la forma de la topografía durante su paso por las cuencas. Sobresale el movimiento de la onda de calor que al provenir del sureste y permanecer uniforme en planicie, en su encuentro con las cuencas incluso las más pequeñas, el flujo se canalizó a través de ellas, desorganizándose ligeramente y aumentando su intensidad en su paso por la cuenca del norte. Esto puede ser resultado de que el aire de la onda de calor tanto en superficie como en altura era cálido por ello se mantenía cerca de la superficie sin lograr ascender, fluyendo a través de la topografía ondulante de la CM.

## Capítulo VII.

### CONCLUSIONES

Para reconocer el desarrollo de la dinámica atmosférica sobre el terreno ondulado de la Curvatura de Monterrey, se realizaron simulaciones numéricas mediante el modelo WRF, el cual presentó un desempeño eficiente y representativo de la zona de estudio al reproducir de manera correcta las variables meteorológicas de: temperatura superficial, presión, humedad relativa, así como los campos de viento para el ciclo anual 2012 y para los eventos extremos denominados como: Huracán “Alex” (2010), Frente Frío #25 (2012) y onda de calor (2012). Los resultados del análisis de estos sistemas, así como del ciclo anual se resumen a continuación:

Durante el año 2012 el comportamiento general del viento respetó la forma del terreno, contorneando de manera correcta los escarpes más elevados y fluyendo a través de las cuencas más anchas. Cuando el viento choca con el conjunto de escarpes, su dirección se vuelve caótica y esta característica fue más marcada durante el otoño. Esto significa que la zona topográficamente ondulatoria genera de manera determinante cambios en la dirección y magnitud de los campos de viento.

Además, se encontró que el viento generaba diferentes respuestas en su paso por las ondulaciones, en ocasiones los marcados ascensos y descensos del aire dentro de una cuenca generaban circulaciones locales dentro y encima de una o varias cuencas. Otras veces, la perturbación se pronunciaba sobre la cuenca más profunda o sobre el escarpe de mayor altitud como lo fue el caso de la pared montañosa de una altura de 2.7 km y a su costado se mostraba un conjunto de ondas a las que se les reconoce como ondas de sotavento u ondas de montaña.

Por otro lado, en la zona de planicie el viento presentó flujos homogéneos los cuales se canalizaban a lo largo de las cuencas en su encuentro con la zona montañosa, recalando que las cuencas más anchas determinaron predominantemente la climatología de la zona debido a la gran cantidad de aire que fluye a través de ellas.

Otro efecto que se manifestó sobre el terreno complejo fue la marcada termodinámica dentro de las cuencas y las similitudes entre la zona montañosa con la zona de planicie. En todos los casos de estudio se observó que la temperatura superficial en la zona llana alcanzaba de entre 6 y 7 °C más que en las zonas altas, pero esta capa cálida tenía un grosor de poco más de 2.5 km de altura, misma distancia a la cual se presentó el gradiente altitudinal más profundo, por encima de esta altura tanto en la zona plana como en la escarpada, la temperatura descendía homogéneamente. Sin embargo, a pesar de que el conjunto de cuencas se encontraba a una altura aproximada de 2.5 km, mostró temperaturas iguales a las registradas por el modelo en la planicie, lo que significa que las cuencas juegan un papel de almacenadoras de calor debido a la forma del terreno. Este mismo efecto genera sobre la ciudad de Monterrey un calentamiento anormal si se compara con los alrededores, registrando temperaturas 5°C más altas que la zona montañosa, debido a que la ciudad es una cuenca profunda la cual no solo se calienta debido a la radiación solar sino que guarda el calor que no permite ser liberado a la atmósfera superior incluso durante las horas de la noche, esto aunado al efecto de urbanización da como resultado una isla de calor dentro de la zona de estudio.

Enfatizando en la dinámica de los flujos en condiciones extremas se pudo observar que bajo características frías, es decir el Frente Frío #25, la interacción del viento con la CM generó importantes perturbaciones locales haciendo que el flujo proveniente del norte produjera una dinámica compleja al interaccionar con los diferentes escarpes y experimentó una desorganización marcada a pesar de la importante magnitud del viento que condicionó a dicho frente frío, a este efecto se le conoce como canalización forzada y se puede observar en la figura 5.15.

En cambio, el comportamiento de los flujos bajo condiciones cálidas (Huracán “Alex” y onda de calor) demostraron que los campos de viento fueron más organizados en su paso por la zona ondulante y predominaron las circulaciones a mayor escala que las locales. El paso del viento a través de las diferentes cuencas se debe principalmente a dos efectos conocidos como canalización inducida por gradiente de presión esto principalmente con el paso de “Alex” y la canalización inducida térmicamente que se mostró con la entrada de la onda de calor, donde se nota que el flujo no pierde su intensidad ni su dirección y logra sobrepasar toda la zona escarpada con las mismas condiciones con las que se presentó en planicie (Fig. 5.12, 5.18).

## REFERENCIAS

- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J.M., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Dudhia, J., & Castro-Díez, Y. (2011). "Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over southern Spain using a multistep regionalization". *Journal of Climate*, 24(21), 5633-5651.
- Beljaars, A., Brown, A.R., & Wood, N. (2004). "A new parametrization of turbulent orographic form b. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599), 1327-1347.
- Brooks, H.E., Lee, J.W., & Craven, J.P. (2003). "The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data". *Atmospheric Research*, 67, 73-94.
- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M., & Santos, C. (2012). "A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy". *Environmental Modelling & Software*, 33, 23-34
- Chai, T., & Draxler, R.R. (2014). "Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE) –Arguments against avoiding RMSE in the literature". *Geoscientific model development*, 7(3), 1247-1250.
- Chen, F., Kusaka, H., Bornstein, R., Ching, J., Grimmond, C.S.B., Grossman-Clarke, S., & Sailor, D. (2011). "The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems". *International Journal of Climatology*, 31(2), 273-288.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2010). "Reseña del Huracán "Alex" del Océanico Atlántico". *18vo Boletín de pronóstico meteorológico*.
- Dudhia, J. (2014). "Overview of WRF physics". *University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO*. [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics\\_full](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics_full).

- Gilliam, R.C., & Pleim, J.E. (2010). "Performance assessment of new land surface and planetary boundary layer physics in the WRF-ARW". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(4), 760-774.
- Harrison, D.L., Driscoll, S.J., & Kitchen, M. (2000). "Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques". *Meteorological Applications*, 7(2), 135-144.
- Hong, S.Y., & Lim, J.O.J. (2006). "The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6)". *J. Korean Meteor. Soc*, 42(2), 129-151.
- Hong, S.Y., Sunny Lim, K.S., Kim, J.H., Jade Lim, J.O., & Dudhia, J. (2009). "Sensitivity study of cloud-resolving convective simulations with WRF using two bulk microphysical parameterizations: Ice-phase microphysics versus sedimentation effects". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(1), 61-76.
- Huang, X.Y., Xiao, Q., Barker, D.M., Zhang, X., Michalakes, J., Huang, W., & Dudhia, J. (2009). "Four-dimensional variational data assimilation for WRF: Formulation and preliminary results". *Monthly Weather Review*, 137(1), 299-314.
- Iacono, M.J., & Nehrorn, T.R. (2010). "7 Assessment of radiation options in the advanced research WRF weather forecast model."
- Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC) (2018). <http://www.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/451/cap3.html>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2018). <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/relieve/continental.html>
- Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP) (2018). <http://clima.inifap.gob.mx/redinifap/estaciones.aspx.html>
- Jacobson, M.Z. (2005). *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge university press.

- Janjic, Z.I. (2003). "The NCEP WRF core and further development of its physical package". In *5th international SRNWP workshop on non-hydrostatic modeling, Bad Orb, Germany, 27-29*.
- Jankov, I., Gallus Jr, W.A., Segal, M., Shaw, B., & Koch, S.E. (2005). "The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall". *Weather and forecasting*, 20(6), 1048-1060.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., & Guevara, E. (2008). "Hole-filled SRTM for the globe Version 4".
- Jiménez, P.A., & Dudhia, J. (2013). "On the ability of the WRF model to reproduce the surface wind direction over complex terrain". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(7), 1610-1617.
- Jiménez, P.A., González-Rouco, J.F., García-Bustamante, E., Navarro, J., Montávez, J.P., De Arellano, J.V.G., & Muñoz-Roldan, A. (2010). "Surface wind regionalization over complex terrain: Evaluation and analysis of a high-resolution WRF simulation". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(2), 268-287.
- Jorba, O., Marrero, C., Cuevas, E., & Baldasano, J.M. (2008). "High resolution modelling results of the wind flow over Canary Islands during the meteorological situation of the extratropical storm Delta (28 - 30 November 2005)". *Advances in Science and Research*, 2, 81-87.
- Kossmann, M., & Sturman, A.P. (2003). "Pressure-driven channeling effects in bent valleys". *Journal of Applied Meteorology*, 42(1), 151-158.
- Kain, J.S., Weiss, S.J., Levit, J.J., Baldwin, M.E., & Bright, D.R. (2006). "Examination of convection-allowing configurations of the WRF model for the prediction of severe convective weather: The SPC/NSSL Spring Program 2004". *Weather and Forecasting*, 21(2), 167-181.

Landsat Program (2018). <https://earthexplorer.usgs.gov/>

Liu, C., Zipser, E.J., Cecil, D.J., Nesbitt, S.W., & Sherwood, S. (2008). “A cloud and precipitation feature database from nine years of TRMM observations”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10), 2712-2728.

Luna, R.B. (2016). “Interacción de los frentes fríos con la Sierra Madre Oriental”. Tesis de maestría en el posgrado de Ciencias, CICESE.

Malhi, Y., & Wright, J. (2004). “Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions”. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 359(1443), 311-329.

Mass, C.F., Ovens, D., Westrick, K., & Colle, B.A. (2002). “Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(3), 407-430.

Meij, A.D., Gzella, A., Cuvelier, C., Thunis, P., Bessagnet, B., Vinuesa, J.F., & Kelder, H.M. (2009). The impact of MM5 and WRF meteorology over complex terrain on CHIMERE model calculations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(17), 6611-6632.

Mejía, F., & Douglas, M. (2006). “Flow around the Andean elbow from WRF Simulations and P-3 Aircraft measurements during the SALLJEX”. *Proceedings of the 8 ICSHMO, Foz de Iguazu, Brazil, INPE*, 795-802.

Méndez, J.M., Ramírez, A.K., & De la Cruz, A.C. (2016). “Evaluación del desempeño del modelo WRF sobre la región montañosa central de Veracruz, México, durante una campaña de mediciones en el verano del 2015”. In *Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio* (pp. 237-246).

Meteorology Education (MetEd) (2017). [www.met.ed.ucar.edu/training\\_module.php](http://www.met.ed.ucar.edu/training_module.php).

- Miyakoda, K., Sirutis, J., & Ploshay, J. (1986). "One-month forecast experiments— Without anomaly boundary forcings". *Monthly weather review*, 114(12), 2363-2401.
- 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.
- Muñoz Hernández, B. (2014). "Evaluación de riesgos por urbanización en las zonas montañosas de Monterrey, NL."
- Narváez, R.P. (2012). "Evaluación preliminar de la temperatura media en superficie del Ecuador para el año 2010, obtenida mediante el modelo Weather Research Forecasting (WRF)". *ACI Avances en Ciencias e Ingenierías*, 4(2).
- Palou, F.S. (2011). "Desarrollo de modelos numéricos para investigar la isla de calor en ciudades y estudio de la sensibilidad de distintos parámetros urbanos". *Doctoral dissertation*.
- Pino, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., & Duynkerke, P.G. (2003). "The contribution of shear to the evolution of a convective boundary layer". *Journal of the atmospheric sciences*, 60(16), 1913-1926.
- Programa de Conservación y Manejo (PCM) (2006). "Parque Nacional Cumbres de Monterrey". *3er Boletín del Consejo Nacional de Áreas Naturales Protegidas*. 43-103.
- Ramos-Zúñiga, L.G., Medina-Ferrusquía, H. C., & Montalvo-Arrieta, J. C. (2012). "Patrones de sismicidad en la curvatura de Monterrey, noreste de México". *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(3), 572-58.

- Sailor, D.J., & Fan, H. (2002). "Modeling the diurnal variability of effective albedo for cities". *Atmospheric Environment*, 36(4), 713-725.
- Saldívar-Valdés, A. (2007). "Estudio de valoración y demanda de servicios ambientales hidrológicos en el área promisorio de servicios ambientales 'Cumbres de Monterrey-Monterrey". *Guadalajara: CONAFOR*.
- Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA) (2012). "Reporte del Clima en México: Temporada de Frentes Fríos 2011-2012". [http://langif.uaslp.mx/FF\\_Historico.php](http://langif.uaslp.mx/FF_Historico.php)
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) (2010). "Aviso de ciclón tropical del Océano Atlántico)". *Aviso #44 Especial Intermedio*.
- Secretaría de Protección Civil (PC) (2012). <http://www.cenapred.gob.mx>
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (2018). <http://smn.cna.gob.mx/es/emas>
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., & Powers, J.G. (2008). "A description of the advanced research WRF version 2". In *NCAR Tech. Note*.
- Stull, R.B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers Dordrecht.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M.A., Mitchell, K., & Cuenca, R.H. (2004). "Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model". In *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction* (Vol. 1115).

- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., García-Vera, M.A., & Stepanek, P. (2010). "A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity". *International Journal of Climatology*, 30(8), 1146-1163.
- Wakes, S.J., Maegli, T., Dickinson, K.J., & Hilton, M.J. (2010). "Numerical modeling of wind flow over a complex topography". *Environmental Modelling & Software*, 25(2), 237-247.
- Whiteman, C.D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Whiteman, C.D., & Doran, J.C. (1993). "The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley". *Journal of Applied Meteorology*, 32(11), 1669-1682.
- Willmott, C.J., & Matsuura, K. (2005). "Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance". *Climate research*, 30(1), 79-82.
- Xie, S., McCoy, R.B., Klein, S.A., Cederwall, R.T., Wiscombe, W. J., Jensen, M. P., & Mather, J.H. (2010). "Clouds and more: ARM climate modeling best estimate data: A new data product for climate studies". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1), 13-20.
- Xu, J., Rugg, S., Byerle, L., & Liu, Z. (2009). "Weather forecasts by the WRF-ARW model with the GSI data assimilation system in the complex terrain areas of southwest Asia". *Weather and Forecasting*, 24(4), 987-1008.
- Zhong, S., & Doran, J.C. (1998). "An evaluation of the importance of surface flux variability on GCM-scale boundary-layer characteristics using realistic methods.

# Apéndice A.

## Pruebas estadísticas para la variable de presión

**Tabla A.1.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadillo, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADILLO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	4.1	3.8	4.3	4.9
<b>RMSE (hPa)</b>	5.6	4.8	4.2	5.5
<b>BIAS (hPa)</b>	3.5	3.7	-3.9	4.1
<b>%Error</b>	3.67	3.31	4.3	4.8
<b>IC</b>	0.76	0.84	0.79	0.70

**Tabla A.2.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Santiago, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SANTIAGO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	5.1	5.6	6.2	6.6
<b>RMSE (hPa)</b>	4.8	4.3	5.1	4.7
<b>BIAS (hPa)</b>	-4.7	4.1	4.2	-4.8
<b>%Error</b>	4.9	5.1	5.2	5.6
<b>IC</b>	0.79	0.77	0.71	0.69

**Tabla A.3.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Rayones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>RAYONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	4.2	3.8	4.1	4.4
<b>RMSE (hPa)</b>	4.7	3.9	4.0	5.1
<b>BIAS (hPa)</b>	3.6	3.1	4.2	4.5
<b>%Error</b>	3.7	3.5	3.8	4.1
<b>IC</b>	.80	.84	.81	.76

**Tabla A.4.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Catarino Rodríguez, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CATARINO RODRÍGUEZ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	7.6	6.2	6.6	8.4
<b>RMSE (hPa)</b>	7.2	7.0	7.4	7.7
<b>BIAS (hPa)</b>	6.2	6.6	-6.9	6.1
<b>%Error</b>	7.1	6.7	7.4	7.8
<b>IC</b>	.71	.73	.67	.62

**Tabla A.5.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de San José, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SAN JOSÉ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	3.3	3.2	3.6	3.6
<b>RMSE (hPa)</b>	4.2	3.8	3.7	3.9
<b>BIAS (hPa)</b>	-3.1	-3.5	-3.5	-3.9
<b>%Error</b>	4.1	4.0	4.5	4.7
<b>IC</b>	.78	.84	.83	.77

**Tabla A.6.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Soledad, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SOLEDAD</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	2.8	3.1	3.4	3.9
<b>RMSE (hPa)</b>	3.5	3.0	2.9	3.1
<b>BIAS (hPa)</b>	4.2	3.7	3.8	4.4
<b>%Error</b>	2.7	2.9	2.1	3.1
<b>IC</b>	.75	.82	.80	.72

**Tabla A.7.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Los Ramones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>LOS RAMONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	3.5	3.8	3.2	3.3
<b>RMSE (hPa)</b>	2.6	1.9	2.4	2.2
<b>BIAS (hPa)</b>	-1.8	-1.3	1.5	1.9
<b>%Error</b>	2.5	1.8	2.2	2.3
<b>IC</b>	.80	.89	.82	.81

**Tabla A.8.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadereyta, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADEREYTA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	1.4	1.5	1.9	2.0
<b>RMSE (hPa)</b>	1.7	1.3	1.8	2.2
<b>BIAS (hPa)</b>	3.4	-2.1	-2.8	-3.1
<b>%Error</b>	2.2	1.6	2.7	2.9
<b>IC</b>	.87	.92	.90	.83

**Tabla A.9.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de General Terán, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>GENERAL TERÁN</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	4.5	4.7	3.3	4.9
<b>RMSE (hPa)</b>	3.7	3.2	3.0	3.8
<b>BIAS (hPa)</b>	-3.6	-2.8	2.9	3.5
<b>%Error</b>	4.1	3.4	3.7	4.0
<b>IC</b>	.79	.82	.86	.80

**Tabla A.10.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Pesquería, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>PESQUERÍA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (hPa)</b>	6.5	6.2	5.5	6.9
<b>RMSE (hPa)</b>	5.2	5.0	5.7	6.1
<b>BIAS (hPa)</b>	6.3	5.8	5.9	6.5
<b>%Error</b>	5.9	5.2	6.2	7.1
<b>IC</b>	.64	.71	.68	.61

## Apéndice B.

### Pruebas estadísticas para la variable de magnitud del viento

**Tabla B.1.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadillo, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADILLO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	2.21	2.15	3.01	2.75
<b>RMSE (m/s)</b>	2.01	1.98	2.65	2.99
<b>BIAS (m/s)</b>	-2.63	-2.14	2.76	2.54
<b>%Error</b>	2.01	1.87	2.45	2.92
<b>IC</b>	.74	.81	.76	.72

**Tabla B.2.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Santiago, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SANTIAGO</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	3.14	3.25	3.18	3.59
<b>RMSE (m/s)</b>	2.89	2.16	2.78	3.03
<b>BIAS (m/s)</b>	-3.54	3.12	3.33	3.90
<b>%Error</b>	3.59	3.17	3.93	3.67
<b>IC</b>	.71	.78	.73	.69

**Tabla B.3.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Rayones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>RAYONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	4.02	3.33	3.67	3.80
<b>RMSE (m/s)</b>	3.14	3.12	3.21	3.36
<b>BIAS (m/s)</b>	4.17	4.04	3.54	4.26
<b>%Error</b>	3.26	3.05	3.38	4.18
<b>IC</b>	.73	.76	.69	.66

**Tabla B.4.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Catarino Rodríguez, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CATARINO RODRÍGUEZ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	3.21	3.14	3.68	3.92
<b>RMSE (m/s)</b>	3.18	3.01	3.83	3.97
<b>BIAS (m/s)</b>	3.56	-3.39	-3.46	3.85
<b>%Error</b>	3.14	2.97	3.51	3.38
<b>IC</b>	.79	.82	.80	.77

**Tabla B.5.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de San José, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SAN JOSÉ</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	3.05	2.76	2.96	3.42
<b>RMSE (m/s)</b>	2.86	2.37	2.51	3.80
<b>BIAS (m/s)</b>	-2.22	-2.21	-3.17	2.91
<b>%Error</b>	3.92	2.63	2.85	3.96
<b>IC</b>	.83	.85	.80	.79

**Tabla B.6.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Soledad, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>SOLEDAD</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	2.64	2.05	2.33	2.43
<b>RMSE (m/s)</b>	2.22	1.87	2.51	2.49
<b>BIAS (m/s)</b>	-2.56	2.14	2.90	2.76
<b>%Error</b>	2.18	2.01	2.39	2.20
<b>IC</b>	.86	.88	.82	.84

**Tabla B.7.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Los Ramones, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>LOS RAMONES</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	2.12	2.96	3.01	2.99
<b>RMSE (m/s)</b>	3.27	3.51	3.86	3.59
<b>BIAS (m/s)</b>	2.76	2.90	-3.15	-3.07
<b>%Error</b>	2.84	3.21	3.70	3.66
<b>IC</b>	.88	.87	.83	.84

**Tabla B.8.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Cadereyta, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>CADEREYTA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	3.83	2.67	3.57	4.01
<b>RMSE (m/s)</b>	3.75	3.25	3.69	3.90
<b>BIAS (m/s)</b>	3.50	3.12	3.53	3.74
<b>%Error</b>	3.46	3.26	3.89	3.96
<b>IC</b>	.82	.85	.80	.79

**Tabla B.9.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de General Terán, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>GENERAL TERÁN</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	2.74	2.19	2.76	2.94
<b>RMSE (m/s)</b>	2.55	2.37	2.49	2.91
<b>BIAS (m/s)</b>	-2.87	2.67	2.90	-2.51
<b>%Error</b>	2.76	2.13	2.77	2.98
<b>IC</b>	.88	.91	.87	.84

**Tabla B.10.** Resultados de las pruebas estadísticas aplicadas para la comparación de datos observados de la estación meteorológica de Pesquería, N.L. contra los cuatro experimentos de simulación en el periodo anual 2012.

<b>PESQUERÍA</b>				
<b>Errores estadísticos</b>	<b>E - 01</b>	<b>E - 02</b>	<b>E - 03</b>	<b>E - 04</b>
<b>MAE (m/s)</b>	2.26	2.87	2.63	2.99
<b>RMSE (m/s)</b>	3.14	2.66	2.89	2.92
<b>BIAS (m/s)</b>	2.76	2.12	2.43	2.77
<b>%Error</b>	3.18	3.09	3.32	3.15
<b>IC</b>	.80	.89	.85	.83