



INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

El fenómeno de la Canícula asociado a eventos convectivos.

Tesis que presenta  
**Saúl Jiménez Pérez**

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

Director de tesis  
**Dr. José Noel Carbajal Pérez**



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**El fenómeno de la Canícula asociado a eventos convectivos**” presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Saúl Jiménez Pérez** y aprobada el **día de mes de año** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**  
Director/Codirector de la tesis

---

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

---

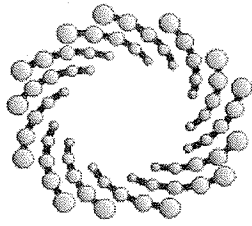
**Dr. Luis Felipe Pineda Martínez**  
Miembro del Comité Tutorial



## **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-929277) 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 066 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 23 días del mes de octubre del año 2020, se reunió a las 16:00 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. José Tuxpan Vargas</b>	<b>Secretario</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:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Saúl Jiménez Pérez**

sobre la Tesis intitulada:

*El fenómeno de la Canicula asociado a eventos convectivos*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**

El Jurado, después de deliberar, determinó

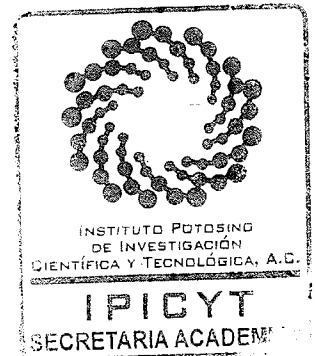
**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 17:40 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 23 días del mes de octubre de 2020.

  
**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico

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





## Dedicatorias

*A mis padres.  
A la memoria de mi abuelita.*

## **Agradecimientos**

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C., por la oportunidad de formar parte de su comunidad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca dispuesta durante estos dos años.

A la división de Geociencias Aplicadas y a su cuerpo de investigadores.

Al Dr. José Noel Carbajal Pérez, por el apoyo y conocimientos brindados a mi persona durante la elaboración de este trabajo.

Al comité tutorial integrado por el Dr. Luis Felipe Pineda Martínez y el Dr. José Tuxpan Vargas, por el tiempo dedicado a este trabajo.

A mis queridos amigos O.K. Claudia, Daniela, Gerardo, Hiram, Karen, Nadia y Uc, con ustedes todo fue mejor.

A Cerón e Hiram, amigos que trascienden.

A mis papás, por su apoyo, sacrificio, confianza y amor para lograr una meta más. A ustedes les debo lo que soy. A mis hermanos por su apoyo y ánimos para seguir adelante.

A Daniela, por tu compañía y apoyo para concluir una meta más juntos, lo que has hecho por mí es invaluable.

A toda mi familia que siempre me esperaba con gusto.

# ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	11
<b>1.1 Sequía de Medio Verano</b> .....	12
<b>1.2 Circulación General de la Atmósfera</b> .....	15
<b>1.3 Modelo de una Celda</b> .....	15
<b>1.4 Modelo de tres celdas</b> .....	16
<b>1.5 Celda de Hadley</b> .....	18
<b>1.6 Convección</b> .....	20
<b>1.7 Velocidad vertical del viento</b> .....	21
<b>1.8 Humedad en la atmósfera</b> .....	21
<b>1.9 Justificación de la Investigación</b> .....	22
<b>1.10 Hipótesis</b> .....	23
<b>1.11 Objetivos</b> .....	24
<b>1.11.1 Objetivo general</b> .....	24
<b>1.11.2 Objetivos específicos</b> .....	24
<b>1.12 Estructura de la tesis</b> .....	24
<b>ZONA DE ESTUDIO</b> .....	25
<b>2.1 Ubicación Geográfica</b> .....	25
<b>2.2 Climatología de México</b> .....	25
<b>2.2.1 Orografía</b> .....	26
<b>2.2.2 Latitud</b> .....	26
<b>2.2.3 Corrientes marinas</b> .....	27
<b>2.2.4 Temperatura</b> .....	27
<b>CAPÍTULO III</b> .....	32
<b>METODOLOGÍA</b> .....	32
<b>3.1 Simulación numérica</b> .....	32
<b>3.1.1 Modelo WRF</b> .....	32
<b>3.1.2 Análisis Global Operacional Final</b> .....	35
<b>3.1.3 Diseño del experimento numérico</b> .....	36
<b>3.2 Caso de estudio: Sequía de Medio Verano 2014</b> .....	37
<b>3.3 Datos observacionales de precipitación CHIRPS</b> .....	39
<b>CAPÍTULO IV</b> .....	40

<b>RESULTADOS</b> .....	40
<b>4.1 Velocidad vertical</b> .....	40
<b>4.2 Cortes verticales</b> .....	51
<b>4.4 Humedad específica y humedad relativa</b> .....	61
<b>CAPÍTULO V</b> .....	73
<b>DISCUSIÓN</b> .....	73
<b>CAPITULO VI</b> .....	81
<b>CONCLUSIONES</b> .....	81
<b>REFERENCIAS</b> .....	84
<b>APÉNDICE A</b> .....	90
<b>CORTES VERTICALES LONGITUDINALES Y LATITUDINALES</b> .....	90

# RESUMEN

Palabras clave: Celda de Hadey, Sequía de Medio Verano, modelación.

La precipitación en México y América Central tienen comportamiento bimodal, es decir, presenta un máximo en junio y un segundo máximo en septiembre; mientras que los meses de julio y agosto se caracterizan por un déficit de precipitación. Este comportamiento en la precipitación es conocido como Sequía de Medio Verano, Canícula, o Sequía Intraestival dependiendo de la zona donde se presenta. Si bien la Canícula no es completamente un régimen de sequía, es un periodo donde las lluvias decrecen en la mayor parte de nuestro país. Las lluvias son originadas por flujos de aire húmedo ascendente o convectivos. Los flujos ascendentes y descendentes de aire en la atmósfera tienen un papel esencial en el desarrollo e inhibición de los sistemas convectivos. La variación en la magnitud y el comportamiento de estos flujos determina el régimen de precipitación en una zona determinada. El Trópico de Cáncer cruza por el centro-norte de la República Mexicana ( $\sim 23.5^{\circ}\text{N}$ ) y se caracteriza por ser una región con flujos de aire descendente debido a la celda atmosférica de Hadley que se extiende desde el Ecuador, donde existe ascenso de aire. El aumento en la intensidad y extensión del aire descendente puede ocasionar que la actividad convectiva sea menos intensa o incluso inhibir por completo el desarrollo convectivo, dando como resultado la presencia de la Sequía de Medio Verano en nuestro país. En esta investigación se analiza el periodo de abril-noviembre del 2014 de los flujos verticales de aire simulados con el modelo numérico WRF. Los resultados indicaron que, en el centro del país, la estructura de promedios mensuales de la velocidad vertical coincide con la distribución ya conocida del número de eventos convectivos calculados en base a datos satelitales y que exhiben un mínimo en los meses de julio y agosto. Se estimaron las alturas que alcanzan los descensos de aire frío y seco y se estimó el área donde se inhibe la convección parcialmente. Se encontró que la intensificación o debilitamiento de la celda de Hadley modula la intensidad de los eventos convectivos en grandes partes de México en la estación de verano.

# ABSTRACT

Key words: Hadley cell, Midsummer drought, modeling.

Precipitation in Mexico and Central America have bimodal behavior, that is, it presents a maximum in June and a second maximum in September; while the months of July and August are characterized by a deficit of precipitation. This behavior in precipitation is known as Mid-Summer Drought, Canícula, or Intraestival Drought depending on the area where it occurs. Although Canícula is not completely a drought regime, it is a period where rains decrease in most of our country. Rains are caused by upward or convective humid air flows. Upward and downward air flows in the atmosphere play an essential role in the development and inhibition of convective systems. The variation in the magnitude and behavior of these flows determines the precipitation regime in a given area. The Tropic of Cancer crosses the center-north of the Mexican Republic ( $\sim 23.5^\circ \text{N}$ ) and is characterized by being a region with descending air flows due to the atmospheric Hadley cell that extends from the Ecuador, where there is an ascent of air. The increase in the intensity and extension of the descending air can cause the convective activity to be less intense or even completely inhibit the convective development, resulting in the presence of the Mid-Summer Drought in our country. This research analyzes the period from April to November 2014 of the vertical air flows simulated with the numerical model WRF. The results indicated that, in the center of the country, the structure of monthly averages of vertical velocity coincides with the already known distribution of the number of convective events calculated based on satellite data and that exhibit a minimum in the months of July and August. The heights reached by cold and dry air descents and the area where convection is partially inhibited were estimated. The intensification or weakening of the Hadley cell was found to modulate the intensity of convective events in large parts of Mexico in the summer season.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

El comportamiento de la precipitación es una característica importante a estudiar, ya que, dependiendo de la región es como esta variable presentará su distribución temporal, Cortéz en el 2000 señala que en México la precipitación se presenta en dos periodos distintos en nuestro país, ya que mientras en el noroeste del país comienzan a presentarse lluvias a mediados del mes de junio, fenómeno conocido como Monzón Mexicano (Douglas et al, 1993), en el centro-sur del país se experimenta una disminución en la precipitación. Se esperaría que ese comportamiento esté influenciado por los patrones de circulación en la atmósfera. Debido a su ubicación geográfica, la República Mexicana se encuentra en la zona de descenso de la celda de Hadley, la cual podría tener afectaciones directas en la distribución temporal de la precipitación (Méndez y Magaña, 2010), debido a su variabilidad en intensidad, extensión y desplazamiento de esta.

En gran parte de México y Centroamérica se presenta el fenómeno de la Sequía de Medio Verano (SMV), el cual es un comportamiento bimodal de la precipitación, es decir, un mínimo que se presenta a mediados de la estación lluviosa, como un cese en la cantidad de lluvia en esa temporada, principalmente en la parte centro-sur de México. Peralta et al (2008), señala que el inicio de este fenómeno depende de la región donde se detecte, sin embargo, para el centro de México la Sequía de Medio Verano, tiene lugar aproximadamente a partir de la tercera semana de julio hasta la tercera o incluso la cuarta semana de agosto. Estudiar y analizar este comportamiento de la precipitación, principalmente el que presenta la Sequía de Medio Verano en relación con los flujos de aire descendente provenientes de la celda de Hadley es un trabajo interesante, puesto que, se podría analizar dicho fenómeno mediante otra perspectiva, para mejorar o complementar nuestro entendimiento del fenómeno. En base en lo anterior, se debe determinar tanto espacial como temporalmente la influencia de estos flujos en el

comportamiento de la precipitación, ¿es posible que la SMV esté regulada por dichos flujos?, ¿el aire descendente juega un papel más importante para el desarrollo de la SMV que algún otro mecanismo dinámico de la atmósfera?

Una herramienta eficaz para poder responder a estas y más preguntas es la modelación numérica de la atmósfera con el apoyo de modelos numéricos de la atmósfera, como el Weather Research and Forecasting System, mayormente conocido como WRF (Skamarock et al., 2008), que se utiliza para elaborar pronóstico estacional y como en el caso de este trabajo, para fines de investigación. La modelación numérica puede darnos una visión más amplia del fenómeno que se plantea estudiar, proporcionan información en lugares donde no se disponen de datos observados, ayuda al análisis de las distintas capas de la atmósfera. Para obtener resultados confiables y más afines a los datos observados, los modelos numéricos pueden ser parametrizados en distintos aspectos de la física que vayan acorde a las condiciones de lo que se tiene planteado investigar. Otro aspecto que puede mejorar los resultados de la modelación numérica es la elaboración de experimentos a alta resolución para desarrollar con mayor detalle la investigación del fenómeno meteorológico de interés. La modelación numérica ofrece muchas soluciones a los trabajos de investigación en el campo de la meteorología y complementado con una buena base de datos observacionales puede ser una herramienta muy completa, la cual ayuda a la elaboración de investigaciones mucho más completas.

### **1.1 Sequía de Medio Verano**

El estudio de la precipitación en México ha sido abordado desde distintos aspectos, los cuales permitieron que su comportamiento en el ciclo anual esté bien establecido, siendo, además, la distribución espacial otra característica que ha sido bien definida, ya que en 1974 Mosiño y García señalaron que la precipitación en México tiene un régimen estacional, además de ser principalmente de tipo convectivo. La precipitación en México y América Central tiene un comportamiento bimodal, esto quiere decir que presenta un máximo entre los meses de junio y



septiembre, mientras que para julio y agosto rige un déficit en las precipitaciones (Mosiño & García 1966). Este comportamiento de la precipitación es conocido como “Sequía de medio verano”, “Canícula”, “Veranillo” o “Sequía Intraestival” dependiendo de la zona donde se encuentre. La sequía de medio verano, ha sido objeto de estudio durante muchos años y ha sido abordada desde aspectos dinámicos, como los vientos alisios, y mediante aspectos termodinámicos, como el aumento en la temperatura de la superficie del mar.

En 1966, Mosiño & García, plantearon que los cambios en la circulación atmosférica y en las condiciones del océano regulaban la SMV. Los autores propusieron que, en julio y agosto, un sistema de alta presión en superficie se establecía sobre el sureste de los Estados Unidos además de una circulación ciclónica en niveles medios de la atmósfera sobre el Golfo de México, ocasionando viento seco del norte que permitía la ocurrencia del comportamiento bimodal en la precipitación en el centro-sur de México, sin embargo, esta teoría no pudo ser validada debido a que la circulación anticiclónica mencionada no ha sido observada como una componente estacional climatológica siendo los ciclones tropicales las únicas circulaciones ciclónicas que se observan sobre el Golfo de México. Por otro lado, Magaña et al. (1999) propusieron una teoría diferente, en la que variables como la temperatura superficial del mar, los vientos alisios y la actividad ciclónica se acoplaban de una forma en particular que favorecía el evento de la SMV.

En un segundo estudio, Magaña & Caetano (2005), analizaron un experimento realizado en 2001, con el fin de comprobar la hipótesis antes propuesta por Magaña et al. (1999). Los resultados de este experimento mostraron que la relación que existe entre la actividad convectiva, la temperatura superficial del mar y la radiación se mantiene parcialmente, al menos para el año de estudio, ya que la radiación no exhibe un decremento en los meses de ocurrencia de la SMV. Existen estudios en donde se aborda la SMV por medio de mecanismos de teleconexión; Gamble et al. (2008) analizan las causas y ocurrencias de la SMV mediante el mapeo de la covariabilidad de la SMV y la asociación entre el patrón espacial resultante y la

circulación de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés). Los resultados de su investigación muestran que, en general, la NASH contribuye al desarrollo de la SMV en el Caribe, sin embargo, los efectos de la NASH no son consistentes, espacial y temporalmente, en relación con la distribución de la SMV. De igual manera, Small et al. (2007) buscaron cuantificar la influencia que tienen los factores remotos de gran escala, como la variabilidad de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) en el Pacífico y la NASH sobre la SMV. Sus resultados indican que, los desplazamientos latitudinales de la ITCZ y la variabilidad espacial de la NASH favorecen el inicio de la SMV con patrones de circulación que generan subsidencia en América Central.

Peralta et al. (2008) investigaron la intensidad y el comportamiento de la SMV bajo las condiciones climáticas de El Niño, contrastando con un año neutral. Ellos encontraron que, durante El Niño las condiciones son más cálidas que los años neutrales y derivan en mayor cantidad de precipitación, además, sus resultados acompañan a los obtenidos por Magaña et al. (1999), donde encuentran la señal de la SMV más débil en el norte y centro país durante el fenómeno de El Niño. Karnauskas et al. (2013) analizaron una serie de datos provenientes de estaciones meteorológicas con una resolución espacial y temporal altas, además de datos de reanálisis, con los que se plantearon investigar la distribución espacial, la evolución temporal, y los mecanismos que originan la sequía. Los resultados de esta investigación indican que un mecanismo crítico es el ángulo de declinación solar, el cual deriva en una fuerte temporalidad en la temperatura en superficie y en la humedad, sin embargo, mencionan que este mecanismo, debido a su simpleza, sólo podría responder a como la SMV varía con la latitud. Herrera et al. (2014) proponen que distintos elementos clave se presentan en el origen y desarrollo de la SMV tomando en cuenta dos aspectos relevantes: interacciones océano-atmósfera y el efecto dinámico asociado al jet de bajos niveles del caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés). Los autores encuentran que, la evolución temporal del CLLJ es de suma importancia para producir un cambio en la convección tropical del noreste del Pacífico oeste e induce convección más intensa sobre las costas del Caribe en América, concordando con lo encontrado por Rauscher et al. (2008). Por último,

Perdigón et al. (2017) utilizan la base de datos de precipitación CHIRPS para caracterizar a la SMV en la República Mexicana. Ellos encuentran que la SMV se encuentra principalmente localizada en la porción este y sureste de México y que a lo largo de esta zona la duración de este fenómeno puede variar de 1-3 meses.

## **1.2 Circulación General de la Atmósfera**

La circulación general sólo es la representación del promedio del aire que fluye alrededor del mundo, las condiciones de viento en un lugar y tiempo específicos pueden variar de forma considerable con respecto a este promedio. A grosso modo, la circulación general puede explicar distintos aspectos dinámicos, por ejemplo, el motivo por el cual los vientos en superficie prevalecen de cierta dirección en un lugar en particular, además, proporciona una primera idea de cómo el momento, calor y humedad son transportados de zonas ecuatoriales a zonas polares. En términos generales, el balance de radiación de la Tierra nos dice que, promediado sobre todo el planeta, la cantidad de radiación solar entrante es muy cercana a la cantidad de radiación saliente (Hartmann, 2015). No obstante, si se analiza con mayor detalle este balance no se cumple del todo, dado que, en la zona ecuatorial se tiene una ganancia de energía neta mayor, mientras que en las zonas polares se caracterizan por un mayor déficit. El resultado de este calentamiento diferencial de la superficie de la Tierra es la circulación general de la atmósfera (Schneider, 2006). Sin embargo, el flujo de aire en la Tierra experimenta una mayor complejidad, por tal motivo se desarrollaron diversos modelos de circulación que pudieran explicar con mayor detalle el flujo de vientos alrededor de la tierra y así poder explicar las complejidades.

## **1.3 Modelo de una Celda**

Propuesto por Hadley en 1735, es un modelo idealizado y toma en consideración tres aspectos principales:

- Tierra cubierta únicamente por agua.
- Sol establecido directamente sobre el Ecuador.
- La Tierra se encuentra estática.

El resultado de estas suposiciones es un modelo simple (Fig.1.1), ya que al eliminar la superficie continental, se suprimen los efectos del calentamiento diferencial entre el océano y continente, al posicionar siempre el sol directamente sobre el ecuador, se descarta un cambio estacional en los vientos, además, el hecho que la tierra no rote, ocasiona que, en la cara que da al sol, se genere una sola celda de circulación por hemisferio (celda de Hadley) que se extiende desde los polos hasta el ecuador transportando así calor y momento.

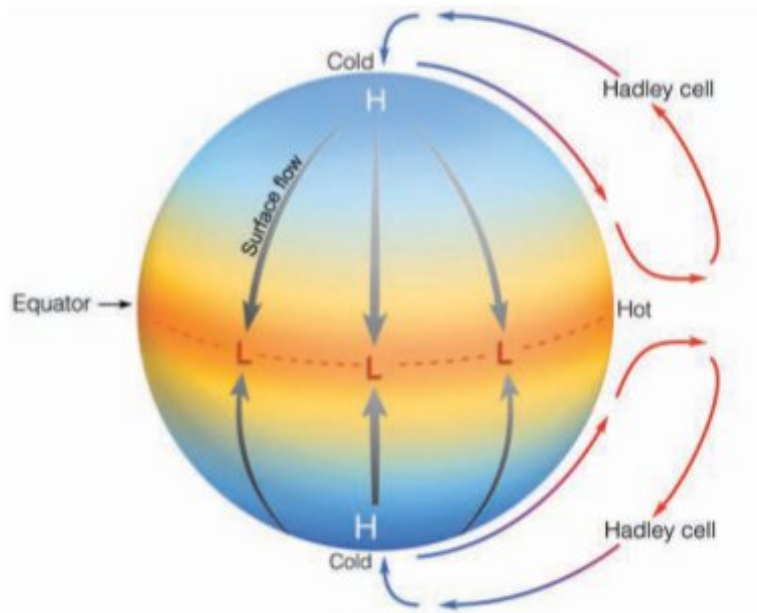


Figura 1.1. Representación del modelo de circulación general de una celda.  
(Tomado de donald, 2009).

#### 1.4 Modelo de tres celdas

Este modelo posee una mayor complejidad, sin embargo, aún tiene ciertas similitudes con el modelo de una celda, la zona ecuatorial tiene una ganancia de energía y una baja presión en superficie, mientras que en los polos se exhibe un déficit de energía y un área de alta presión superficial en los polos. A pesar de estas similitudes, el hecho que en este modelo la tierra esté rotando, genera que la única celda que se presenta en el modelo anterior, “se rompa” en tres celdas para cada hemisferio, las cuales se encargan de la redistribución de energía en el planeta (Fig.1.2).

Sobre la zona ecuatorial, el aire es cálido y menos denso, este asciende y se condensa, generando enormes nubes cúmulos y tormentas, liberando una gran cantidad de calor latente que provee de energía para alimentar la celda de Hadley. El aire ascendente es detenido por la Tropopausa, que actúa como barrera y obliga al aire a fluir de manera lateral hacia otras latitudes, siendo a su vez desviado hacia a la derecha por el efecto de la fuerza de Coriolis, dando como resultado, vientos del oeste en altura. Conforme el aire se mueve hacia los polos, comienza a enfriarse y volverse más denso, ocasionando que comience a converger en mayor medida en latitudes medias (~30°N-S). La convergencia en altura ocasiona que exista subsidencia en niveles más bajos, incrementando la cantidad de masa presente en la superficie, dando como resultado un cinturón de alta presión llamado “Altas Subtropicales”. Estos sistemas son los responsables de los cielos claros, altas temperaturas en la superficie, además, en estas zonas de aire descendente es donde se encuentran los desiertos más grandes del mundo y las zonas con clima mediterráneo (Li et al., 2012).

A partir de los 30° de latitud aproximadamente, cierta cantidad del aire que se encuentra descendiendo, comienza a fluir hacia el ecuador en niveles más bajos de la atmósfera, debido a la fuerza de Coriolis, este flujo de aire se desvía a la derecha ocasionando que su dirección sea del noreste, estos vientos son llamados *vientos Alisios*. Sobre latitudes ecuatoriales, los vientos Alisios del norte y del sur, convergen en lo que se conoce como la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) (Yan, 2005). Otra cantidad de aire descendente en los 30° fluye hacia los polos, en niveles más bajos de la atmósfera y, de igual manera, son desviados a la derecha a causa de la fuerza de Coriolis, estos vientos son llamados *vientos del oeste dominantes*.

A medida que el aire va fluyendo hacia norte se encuentra con una masa de aire más fría proveniente de los polos, estas dos masas de aire no se mezclan, están separadas por un frente polar, que es una zona de baja presión donde el aire converge, asciende y se condensa, siendo esta también una zona donde se desarrollan nubes y tormentas. Parte de este aire ascendente fluye hacia el sur

donde completa una segunda celda de circulación llamada celda de Ferrel. Sobre la parte anterior al frente polar, los vientos sufren el efecto de la fuerza de Coriolis y son desviados a la derecha, ocasionando los llamados *vientos Polares del este* en niveles bajos, mientras que en niveles altos los vientos son de dirección oeste, una vez que este aire que fluye en altura llega a los polos, se hunde hacia la superficie, se mueve hacia el frente polar donde finaliza el ciclo de la Polar.

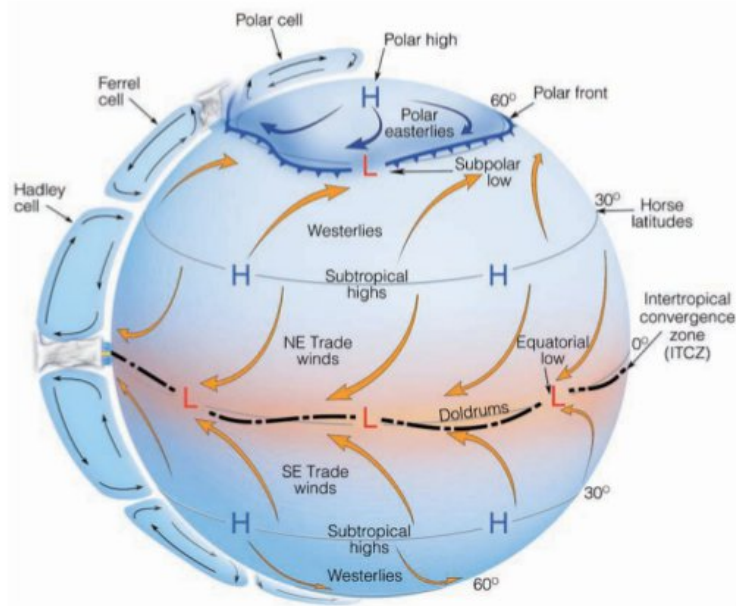


Figura 1.2. Representación del modelo de circulación general de tres celdas.  
(Tomado de donald, 2009).

### 1.5 Celda de Hadley

La Celda de Hadley es una de las tres celdas de circulación que se encuentran presentes en cada hemisferio, se encarga del transporte de energía y humedad hacia latitudes subtropicales (Donald, 2009). A pesar de que la Celda de Hadley está presente en el hemisferio norte y sur, Nguyen et al. (2013) demostraron que cada celda puede evolucionar de manera diferente. Dicha celda se extiende desde la zona del ecuador hasta latitudes tropicales aproximadamente (Fig.1.3), la zona de ascenso se encuentra en la región del ecuador; la principal fuente de alimentación de esta celda es el calentamiento generado por el exceso de radiación existente en el ecuador, en donde el aire es calentando, comienza ascender a niveles superiores

en la atmósfera, donde condensa y genera abundantes cantidades de precipitación que se extiende por toda la circunferencia de nuestro planeta.

A la altura de la tropopausa, el aire que se encuentra ascendiendo comienza a fluir con dirección a los polos, ya que esta capa de la atmósfera se comporta como una barrera para el aire ascendente, en este momento el aire comienza a desviarse hacia la derecha debido a la acción de la fuerza de Coriolis. Cerca de los 30° de latitud el flujo de aire alcanza su velocidad máxima ocasionando una corriente en chorro, marcando el límite la Celda de Hadley (Fu, 2006), sin embargo, Frierson et al. (2007) demostraron que la anchura de la celda de Hadley responde a los cambios en la temperatura superficial del mar y significaría otro modo de delimitación y variación espacial de la Celda. Cerca de la misma latitud se encuentra el descenso de la celda de Hadley, este descenso ocasiona que la presión en la superficie tienda a aumentar, este patrón es conocido como cinturón de alta presión, también llamado altas subtropicales. Cuando el aire, más seco, desciende se calienta por compresión ocasionando que a estas latitudes se encuentren distribuidos los desiertos de todo el planeta.

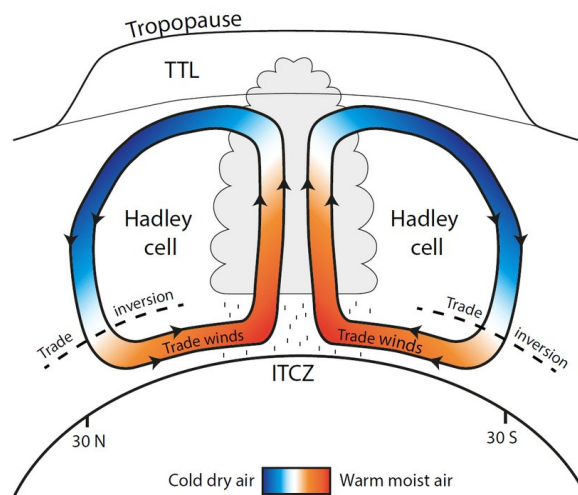


Figura 1.3. Representación esquemática de la celda de Hadley en el Hemisferio Norte y Sur. (Fiehn, 2017).

## 1.6 Convección

Existen diversas formas en las cuales el calor puede ser transferido en la atmósfera, y ésta al ser un fluido, es la convección la cual juega un papel importante. La convección es la transferencia de calor mediante el movimiento de masa de un fluido, principalmente el aire y el agua (Donald, 2009). De manera general, el proceso de convección en la atmósfera comienza en los niveles más cercanos a la superficie, en donde las moléculas de aire que están adyacentes al suelo comienzan a calentarse por conducción, este aire al expandirse se vuelve menos denso y más cálido que el aire a los alrededores, por lo cual comienza a ascender y el aire menos frío ocupa el lugar que deja el aire cálido en su movimiento, transfiriendo así, calor desde la superficie hasta niveles más altos en la atmósfera (Fig.1.4). Las burbujas de aire que transportan calor se llaman “Termales” (Donald, 2009). La convección no sólo transporta energía en la tropósfera, si no también lo hace de latitudes a latitudes polares (Miyamoto et al., 2013).

Este mecanismo de transferencia de calor puede existir a diversas escalas, desde la local que podría presentarse en una lluvia convectiva, hasta una escala planetaria como lo sería en la celda de Hadley, ya que es una celda manejada principalmente por las diferencias de calentamiento que existen en la tierra (Johanson, C. M., & Fu, Q., 2009)., ya que, en el ecuador al ser una zona donde recibe una mayor cantidad de radiación, tiene un exceso de energía, este exceso ocasiona que el aire que se encuentre en esta zona se caliente, comience a ascender y llevar calor hacia la atmósfera superior, este ascenso de aire provoca condensación, formación de nubes y tormentas, sin embargo, el aire que no es condensado continuará con el movimiento ascendente hasta los niveles de la tropopausa donde, como ya se ha explicado antes, choca y comienza a moverse de manera lateral, ocasionando que el calor no sólo sea transportado en altura si no también sea transportado hacia otras latitudes, compensando así el calentamiento diferencial de la tierra.



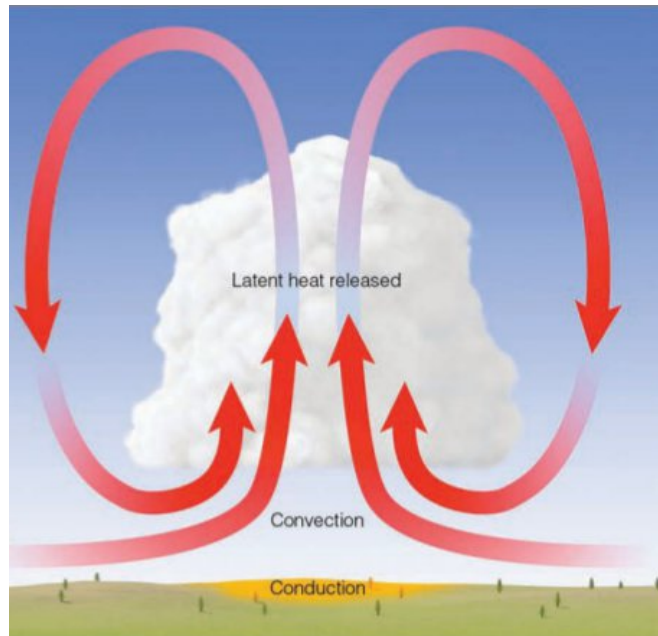


Figura 1.4. Esquematización del proceso de convección. (Tomado de Donald, 2009).

### 1.7 Velocidad vertical del viento

El viento es una variable tridimensional, fluyendo alrededor de todo nuestro planeta. Es y es el medio en el cual sucede la convección. Cabe mencionar que mientras la componente zonal y meridional del viento son del orden de metros  $s^{-1}$ , la componente vertical es de  $cm s^{-1}$ . La componente vertical del viento es de suma importancia, ya que el proceso de convección implicaría una velocidad vertical positiva, ya que el aire se encuentra ascendiendo, mientras que el aire descendiendo tiene una velocidad vertical negativa y puede asociarse con la inhibición de los procesos convectivos.

### 1.8 Humedad en la atmósfera

De acuerdo con Tejeda et al. (2018) la humedad atmosférica se define como el vapor de agua que se encuentra en el aire del ambiente, en promedio, en la atmósfera están presentes apenas tres gramos de agua por cada kilogramo de aire. La humedad atmosférica es de gran importancia, ya que es el precursor de formación de las nubes y precipitación, además de transportar calor de las regiones del planeta que captan mayor radiación a las que presentan un déficit.

La medición de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera es muy importante y para ello existen distintas variables para realizar esta medición:

- Razón de Mezcla: Masa de vapor de agua por unidad de aire seco, esta es una magnitud que se utiliza para medir la cantidad de agua en el aire.
- Humedad Específica: Masa de vapor de agua por unidad de aire seco y vapor de agua. Esta magnitud es muy similar y en ocasiones se toman por la misma cantidad.
- Humedad absoluta: masa de vapor de agua por unidad de volumen.
- Humedad relativa: Indica el porcentaje de vapor de agua disuelto en un volumen de aire debido al vapor necesario para saturarlo. No cuantifica el contenido de vapor de agua por unidad de masa o volumen.

El proceso de formación de nubes se lleva a cabo, cuando el aire se encuentra con más del 100% de humedad relativa, es decir, cuando el aire se encuentra sobresaturado, esto se logra cuando el aire asciende y disminuye su temperatura. Las zonas en donde hay gran cantidad de humedad y el aire asciende es donde se espera mayor cantidad de precipitación y en donde el aire es descendente, se espera que la precipitación sea menor.

### **1.9 Justificación de la Investigación**

La Sequía de Medio Verano ha sido estudiada durante muchos años y ha sido abordada desde distintos análisis de componentes atmosféricas, mecanismos dinámicos, termodinámicos y teleconexiones, como Maldonado et al. (2016), en donde encuentran que, anomalías positivas en la región de Niño 3.4 y mayor intensidad de CLLJ dan como resultado una SMV más seca. Este tipo de trabajos pueden dar explicación a este fenómeno que es recurrente en nuestro país en un periodo bien definido. Cada una de las investigaciones que se han llevado a cabo sobre este tema ha aportado conocimiento para mejorar el entendimiento del fenómeno y los factores que lo originan.

La SMV es un fenómeno que se presenta año tras año con una intensidad distinta, por ejemplo, Anderson et al. (2019) encuentran que la SMV ha ido incrementando en duración con el paso de las últimas cuatro décadas. Además, este fenómeno tiene un impacto directo en la sociedad y en la economía de las regiones en donde esta se presenta, principalmente a las personas quienes utilizan la agricultura como fuente de sustento económico, de manera general, las actividades que utilicen recursos hídricos para poder llevarse a cabo se verán influenciadas de manera negativa a causa de este fenómeno climatológico.

Por otro lado, la simulación numérica de la atmósfera ofrece una gran margen para la experimentación y el estudio de este tipo de fenómenos, siendo que esta herramienta ha ido evolucionando con el paso del tiempo. Este tipo de trabajos de investigados pueden ser mejorados con la implementación de otras herramientas como son los reanálisis, datos observados, análisis climatológicos, etc.

Por último, esta investigación buscará ampliar el entendimiento de la Sequía de Medio Verano y los mecanismos que dan origen, analizando el comportamiento de una variable de la dinámica atmosférica como lo es la velocidad vertical, su variabilidad estacional en dirección e intensidad, así como su área de influencia dentro de nuestro país. De igual manera, el estudio y análisis de la humedad en la atmósfera podría ser un buen indicador del grado de influencia que podría tener dentro de la SMV en combinación con la velocidad vertical. Con este análisis se podría explicar este fenómeno, mediante otro mecanismo.

### **1.10 Hipótesis**

La actividad convectiva en la parte centro-sur de la República Mexicana es afectada por la zona de flujo de aire descendente proveniente de la celda de Hadley, debido a las variaciones en intensidad y extensión de la celda ocasiona que el flujo de esté fuertemente correlacionado con el patrón de la precipitación durante el ciclo anual.

## **1.11 Objetivos**

### **1.11.1 Objetivo general**

Investigar la influencia de la velocidad vertical del viento en el ciclo anual de la precipitación para la zona de descenso de aire de la celda de Hadley y zonas en las cuales la precipitación tiene un patrón anual bien definido y consistente (SMV).

### **1.11.2 Objetivos específicos**

- Determinar la influencia de la velocidad vertical en el ciclo anual de la precipitación.
- Delimitar espacial y temporalmente la influencia de la velocidad vertical en el desarrollo o inhibición de los procesos convectivos.
- Analizar y correlacionar el comportamiento de la velocidad vertical durante el ciclo anual sobre áreas de interés dentro de la República Mexicana.

## **1.12 Estructura de la tesis**

Este trabajo está dividido en seis capítulos, en el primero se encuentra la introducción en donde se incluye la hipótesis y los objetivos de la investigación; en el segundo capítulo se define la región de estudio y los detalles de esta; el tercero muestra la metodología empleada; en el capítulo cuatro se presentan los resultados obtenidos; la discusión de los resultados en el quinto capítulo y por último, en el sexto capítulo se muestran las conclusiones.

# CAPITULO II

## ZONA DE ESTUDIO

### 2.1 Ubicación Geográfica

La Sequía de Medio Verano, es un fenómeno de régimen climático de nuestro país y al analizarlo se debe tener en consideración todo el territorio mexicano para poder delimitar su área de influencia, por otro lado, es importante también el papel que juegan los océanos circundantes y la interacción océano-atmósfera que puede regular la variabilidad de la SMV. Considerando los factores antes descritos se delimitó la zona de estudio como se muestra en la figura 2.1, la cual cubre la mayor parte de la República Mexicana, el Golfo de México, una porción del mar Caribe y una porción del océano Pacífico. Esta zona de estudio se utilizó como dominio para llevar a cabo la simulación numérica.

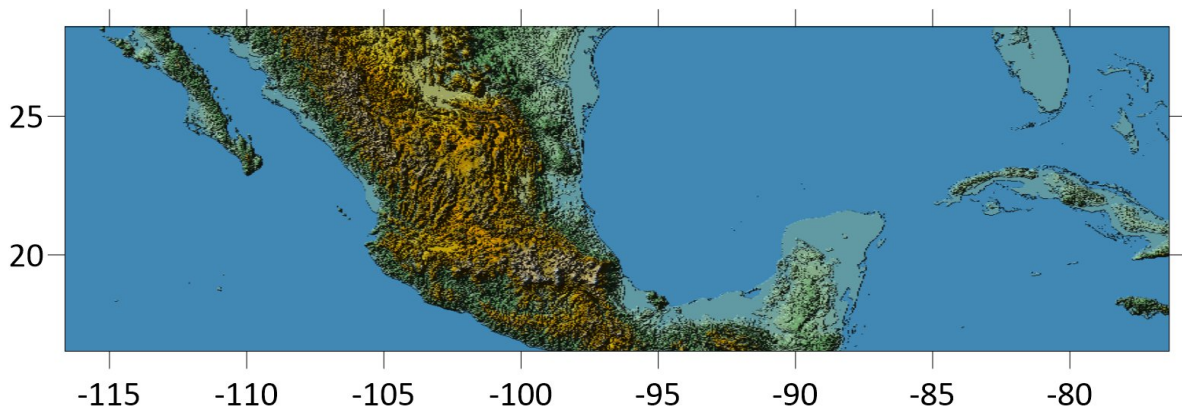


Figura 2.1. Zona de estudio.

### 2.2 Climatología de México

La República Mexicana se encuentra influenciada por diversos factores meteorológicos que, en conjunto con su propia orografía, propician a que exista un clima diverso en el país. Por ejemplo, la compleja orografía, puede modificar la dirección e intensidad del viento; la latitud, porque de esta depende la incidencia de los rayos del sol sobre la superficie; la influencia de las corrientes marítimas, debido al transporte de calor y momento; así mismo la incidencia de otros fenómenos en México como los huracanes, ondas tropicales, frentes fríos, entre otros.

### **2.2.1 Orografía**

México se caracteriza por tener orografía compleja, compuesta de montañas y valles pronunciados, así como mesetas y zonas costeras. Este factor orográfico influye directamente en variables como la temperatura, precipitación y viento, así como en los patrones climáticos propios del país. En concreto, es posible determinar tres grandes sistemas montañosos principales: la sierra madre oriental, la sierra madre occidental y la Faja Volcánica Transmexicana, además de una meseta que se extiende a partir de los 19° de latitud norte y tiene una elevación por encima de los 1500 msnm. La Faja Volcánica Transmexicana, por su parte, es un cinturón de volcanes ubicado entre los 18°-21° latitud norte y cuenta con montañas que logran alcanzar los 5000 msnm.

Esta configuración irregular del terreno ocasiona que el flujo del viento se vea modificado conforme fluye alrededor de los sistemas montañosos, algunos de estos efectos son:

- Represamiento de las corrientes aéreas: Se presenta en las altas serranías que sirven como barreras que impiden el paso de las corrientes.
- Encañonamiento de los vientos: Relacionado al efecto del tubo de Venturi, donde las montañas reducen el área de circulación del viento y así aumentar su velocidad.
- Levantamiento forzado de los vientos: Se presenta en donde las montañas funcionan como rampas, ya que su altura va aumentando gradualmente, como un plano inclinado.

### **2.2.2 Latitud**

La extensión de la República Mexicana ocasiona que esta se encuentre posicionada dentro de dos zonas; Tropical hasta 23.5° norte y Subtropical, a partir de los 23.5° norte. En la porción que se encuentra en la zona Tropical las diferencias en temperatura entre el verano y el invierno son menores conforme se acerca hacia el ecuador, por otro lado, en latitudes superiores a los 23.5°, se presentan veranos cálidos e inviernos fríos (Wauchope, 1964).

Un segundo efecto de la latitud es la duración del día y la noche. En latitudes tropicales la radiación es intensa, pero en un intervalo de tiempo corto, en contraste con latitudes subtropicales, en donde la radiación es de menor intensidad, pero en un intervalo de mayor duración, teniendo como consecuencia una marcada diferencia en calentamiento y horas de luz.

### **2.2.3 Corrientes marinas**

El mar Caribe y el Golfo de México reciben calor procedente de la corriente Ecuatorial del Atlántico Norte. Parte de esta corriente logra fluir a través del estrecho de Yucatán, alcanza el Golfo de México y recorre las costas del este del país hacia el sureste de Estados Unidos, transportando aguas cálidas provenientes del ecuador y como consecuencia, se forman masas tropicales de aire húmedo dentro del Golfo de México que inciden en el clima de las zonas costeras del este de nuestro país. Estas masas frecuentemente interaccionan con las masas de aire frío que provienen de Estados Unidos y que descienden por la costa este de México (Wauchope, 1964).

En cuanto a las costas del Pacífico, estas reciben en su mayoría agua cálida que proviene de la contracorriente del Pacífico ecuatorial, la cual fluye hacia el norte a través de la costa oeste de América Central y el suroeste de México, esta corriente ocasiona que se formen masas de aire cálido, aumentando la temperatura y causando fuertes lluvias sobre las costas de estas zonas. Hacia el noroeste de nuestro país, sobre las costas de la Península de Baja California existe un contraste de temperaturas, debido a que sobre la costa oeste de la Península fluye la corriente de California la cual es una corriente fría, mientras que sobre el Golfo de California existen condiciones de agua cálida.

### **2.2.4 Temperatura**

La orografía es una característica muy importante en nuestro país, debido a que la configuración de ésta influye directamente en el comportamiento de distintas

variables atmosféricas como lo son el viento, y para este caso en la distribución de la temperatura la cual está mayormente influenciada por la altitud (López, 2003). De acuerdo con el nuevo atlas nacional de México (Coll, 2007), existen cinco zonas térmicas en nuestro país, las cuales son cálida, con temperaturas mayores a 22°C, semicálida de 18° a 22°C, templada de 12° a 18°C, semifría de 5° a 12°C y fría con temperaturas menores a 5°C. Las regiones cálidas corresponden a las zonas costeras de la República Mexicana, en la costa del Golfo de México, se extiende desde el estado de Veracruz, Tabasco, Campeche y la Península de Yucatán, en la costa oeste esta zona se extiende sobre toda la vertiente del Pacífico.

La región semicálida corresponde a las partes bajas de las laderas de los principales sistemas montañosos de México en altitudes entre los 500 y 1000 msnm, mientras que la zona templada incluye las partes altas de las laderas y las mesetas, aproximadamente a partir de los 1000 msnm. En cuanto a la región semifría y fría estas se encuentran en la parte más alta de las montañas más altas que hay en nuestro país, como lo es el volcán Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, entre otros. En la figura 2.2 se observa la distribución de la temperatura en nuestro país. Se observa como tiende a disminuir hacia el interior de la república, acción que se debería al efecto de la topografía además que las costas son influenciadas por las capacidades térmicas de los océanos. Además, las variaciones diurnas en la temperatura son más notorias en el continente que en el océano, de nuevo debido a las propiedades térmicas del océano.





Figura 2.2. Distribución de la temperatura media anual (Coll, 2007).

### 2.2.5 Precipitación

Al igual que el viento y la temperatura, la cantidad y distribución de la precipitación está cercanamente ligada a la orografía (García, 2003) y es el periodo comprendido entre mayo y octubre en donde se presenta el 80% de la precipitación anual en nuestro país (Díaz et al., 2011). Como puede observarse en el mapa de la figura 2.3, la distribución de la precipitación en la República Mexicana exhibe diferencias bastante marcadas entre una región y otra, siendo la parte sur del país la más lluviosa, comprende las laderas de las cadenas montañosas del centro y sur de México, principalmente las que se encuentran hacia el Golfo de México, ya que se encuentran afectadas directamente por los flujos de aire cálido y húmedo provenientes del mar, además de otros fenómenos como los nortes y los ciclones tropicales. El flujo del viento se encuentra con la barrera montañosa, acción que ocasiona el ascenso del aire cargado de humedad, que conforme asciende se enfría

y produce precipitaciones abundantes, proceso conocido como efecto Föhn (Whiteman, 2000).

La porción sureste de la Sierra Madre de Chiapas es otra zona en donde la precipitación es cuantiosa, factores como la configuración alta del terreno, la incidencia de ciclones tropicales provenientes del Pacífico y el Golfo de México, así como el desplazamiento hacia el norte de la Zona Intertropical de Convergencia que alcanza esta zona del país (Cortez, 1999), son los que propiciarían la cantidad de precipitación en esta zona. Como se puede observar, la precipitación es, en general, más abundante del lado del Golfo de México que del Pacífico. Sin embargo, la Península de Yucatán recibe menos precipitación que la zona adyacente a ella. Zepeda (2005) señala que esta situación es debida a la baja altitud de esta zona, ya que no propicia el ascenso orográfico y la humedad proveniente del Golfo de México no logra ser depositada.

Hacia el interior del país existe una notable reducción en la cantidad de la precipitación, ya que esta zona se encuentra aislada del viento húmedo proveniente del Golfo de México, debido a que el viento desciende más cálido y seco en la parte occidental de la Sierra Madre Oriental.

La zona centro- norte que comprende a la Mesa Central, es una zona árida y unas de las que menos precipitación exhibe, su ubicación geográfica es propicia para esta situación ya que se encuentra posicionada en la faja subtropical de alta presión, además se encuentra aislada de los mares por la Sierra Madre Oriental y Occidental, siendo que, desde el norte de ésta región hasta la frontera con los Estados Unidos es la porción más seca de esta zona. La región noroeste de la República Mexicana es la más seca de todo el país, porción que comprende el norte del Golfo de California y la costa occidental de Baja California y es debido, al igual que la Mesa Central, se encuentra en la faja subtropical de alta presión. La temporada lluviosa en esta región es en el invierno.



Figura 2.3. Distribución de la precipitación anual total (Coll, 2007).

# CAPÍTULO III

## METODOLOGÍA

### 3.1 Simulación numérica

Con el fin de abordar el fenómeno de la Sequía de Medio Verano en la República Mexicana y los océanos adyacentes, mediante el análisis de la velocidad vertical, se utilizó la modelación numérica de la atmósfera para la realización de experimentos numéricos. Los experimentos fueron realizados con el objetivo de estudiar el comportamiento de la velocidad vertical en los meses del periodo lluvioso de nuestro país de abril a septiembre y de este modo tener una idea más clara de cómo ésta variable se comporta en relación con la distribución espacial y temporal de la precipitación.

#### 3.1.1 Modelo WRF

El Weather Research and Forecasting (WRF) es un modelo numérico de la atmósfera no hidrostático de mesoescala de próxima generación, está diseñado para la investigación atmosférica como para la predicción numérica del tiempo. Está constituido por dos núcleos dinámicos, opciones físicas, diversas capacidades de inicialización, condiciones de frontera, técnicas de anidación de mallas y capacidad de asimilación de datos. Este modelo también posee la habilidad de adaptarse a investigaciones específicas mediante sus posibilidades personalizadas como lo son el WRF-Chem (química atmosférica), WRF-Hydro (modelado hidrológico) y WRF-Fire (modelado de incendios forestales). El modelo tiene la capacidad de llevar a cabo eventos meteorológicos y estudios de procesos atmosféricos en diversas escalas espaciales que van desde escalas de grandes eddys hasta la escala global (Skamarock et al., 2019).

Es un modelo comunitario de código abierto que ha sido utilizado para investigación en universidades y laboratorios gubernamentales. El WRF fue desarrollado a partir de la asociación de diversas instituciones tales como el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), representada por el Centro Nacional de Predicción Ambiental

(NCEP), así como el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre NOAA (ESRL), la Fuerza Aérea de los Estados Unidos, el Laboratorio de Investigación Naval, la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación.

El WRF tiene dos solucionadores dinámicos, el primero es el núcleo Advanced Research WRF (ARW) y segundo es el Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM), para la elaboración de este trabajo se utilizó el núcleo ARW, el cuál es soportado por el Laboratorio de Meteorología de Mesoescala y Microescala del NCAR (Skamarock et al., 2019).

Además, el modelo WRF tiene posee amplia gama de parametrizaciones físicas que ayudan al usuario para que el resultado final tenga una mayor aproximación al escenario deseado, estas parametrizaciones pueden ser combinadas dependiendo del caso de estudio. Entre estas parametrizaciones se encuentra la microfísica, cúmulus, física de la superficie, capa límite planetaria y radiación atmosférica (Skamarock, 2016). En cuanto al funcionamiento del modelo, este cuenta con cuatro módulos para su correcta ejecución.

En primer lugar, se encuentra el WRF Pre-processing System (WPS), que es el módulo de pre-procesamiento del modelo, en cual se encarga de preparar los datos estáticos y de entrada (modelos globales) que utilizarán los siguientes módulos mediante la aplicación de tres programas que llevarán a cabo distintos procesos, estos programas son el Geogrid, Ungrib y Metgrid. El programa Geogrid se encarga de definir el dominio que se utilizará en las simulaciones y sus características como lo son el tipo de proyección, la resolución espacial, número de puntos, ubicación de los dominios anidados (si existen en la simulación) y su localización geográfica. Además, el Geogrid interpola de manera horizontal al dominio antes definido los datos de topografía, albedo, tipo y uso de suelo, entre otros (Duda, 2011).

Ungrib es el programa que lleva a cabo un análisis de los datos que provienen de modelos globales, extrae los campos meteorológicos requeridos por el modelo y después de extraer los datos, los convierte a un formato intermedio del WPS. Por último, el Metgrid se encarga de interpolar horizontalmente los datos meteorológicos

que fueron extraídos previamente por el Ungrib al (los) dominio(s) de simulación antes definido en el Geogrid (Duda, 2011).

Al terminar el módulo de pre-procesamiento se obtienen archivos de salida que contienen datos atmosféricos tridimensionales en los dominios establecidos, estos archivos serán utilizados por el módulo ARW.

El Advanced Research WRF (ARW) es el módulo principal del modelo WRF y al igual que el módulo de pre-procesamiento, está conformado por tres programas, Ideal, Real y Wrf. En cuanto al programa Ideal, este se utiliza para llevar a cabo experimentos de casos idealizados, por lo cual no necesita datos observados y tampoco un pre-procesamiento previo. El programa Real, como su nombre lo dice, se utiliza para casos reales, por lo cual necesita de los datos previamente preprocesador en el módulo WPS como entradas para el programa. Principalmente realiza una interpolación vertical de las variables meteorológicas a coordenadas eta ( $\eta$ ) que servirán como condiciones iniciales y de frontera. Como último paso de este módulo se encuentra en programa Wrf el cual se encarga de la integración numérica del modelo utilizando las condiciones iniciales y de frontera preparadas previamente en el programa Real. La figura 3.1 muestra el esquema de funcionamiento y operación del modelo WRF.

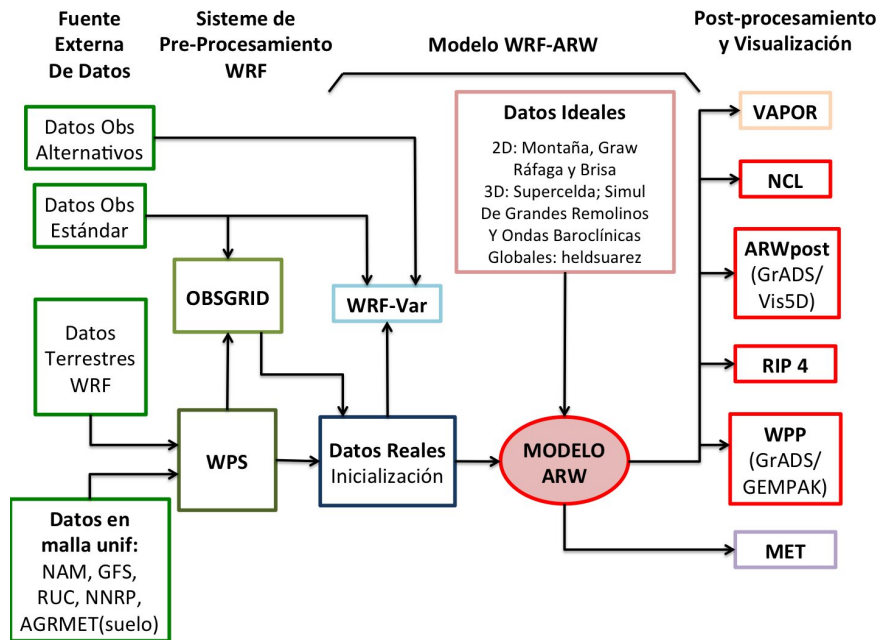


Figura 3.1. Esquema de módulos y funcionamiento del modelo WRF (Skamarock, 2016).

En el caso del post-procesamiento de las salidas del modelo, existen diversas formas en las cuales se puede llevar a cabo este procedimiento para poder visualizar los campos obtenidos, por ejemplo el NCAR Command Language (NCL), MatLab, NetCDF Operators (NCO), Climate Data Operators(CDO), ARWpost para desplegar salidas con GrADS entre otros.

### 3.1.2 Análisis Global Operacional Final

De acuerdo al esquema de funcionamiento del modelo WRF mostrado en la figura 3.1 y como se mencionó en la sección anterior, el WRF necesita una fuente externa de datos meteorológicos para la inicialización del modelo, estos datos se utilizarán como condiciones iniciales y de frontera, en particular, para este trabajo se utilizaron los datos del llamado del llamado Análisis Global Operacional Final (conocido comúnmente como FNL), con una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ , 26 niveles de presión que van desde los 1000mb a los 10mb y una resolución temporal de 6 horas.

Para la realización de la simulación del periodo lluvioso en la República Mexicana, los datos seleccionaron cubrieron el periodo del 01 de abril al 30 de noviembre del 2014.

Los datos utilizados provienen del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés) que contiene datos observados del Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS, por sus siglas en inglés) así como otras fuentes para diversos análisis. Los FNL se realizan con el propio modelo que el NCEP utiliza en el Sistema de Pronóstico Global (GFS, por sus siglas en inglés), pero los FNL se elaboran una hora después de que se inicializa el GFS. Entre las variables contenidas en estos datos, se encuentran la presión en superficie, temperatura del aire, temperatura de punto de rocío, flujo de calor, presión reducida a nivel del mar, viento en superficie, humedad, precipitación, cortante del viento, vorticidad, etc. Se encuentran disponibles a partir del 30 de julio de 1999 (18z) hasta la actualidad.

### **3.1.3 Diseño del experimento numérico**

Uno de los primeros pasos para poder iniciar de forma correcta el modelo WRF es el diseño del dominio que será utilizado, este dominio debe contener la(s) zona(s) de interés de acuerdo con el estudio a realizar, este dominio será trabajado por una malla, la cual contendrá la información de la resolución espacial, número de puntos en dirección latitudinal y longitudinal y las características del terreno. En el presente trabajo se utilizó la versión 4.0.3, se diseñó un único dominio con resolución espacial de 4 Km y temporal de 3 horas que se extiende desde los 16.53°N a los 28.22°N y de los 76.38°W a los 116.62°W (Fig.3.2). La tabla 3.1 muestra las características del dominio.



Tabla 3.1. Configuración del dominio utilizado para la simulación numérica.

PUNTOS DE MALLA		PUNTO MEDIO	RESOLUCIÓN ESPACIAL	RESOLUCIÓN TEMPORAL
Este-Oeste	Norte-Sur	Latitud-Longitud	Km	hrs
971	307	22.5°N 96.5°W	4	3



Tabla 3.2. Dominio utilizado en la simulación numérica.

### 3.2 Caso de estudio: Sequía de Medio Verano 2014

El fenómeno de la Sequía de Medio Verano está presente año con año en nuestro país y con la ayuda de promedios de área precipitación sobre la zona de estudio es que se escogió el año 2014 para ser el caso de estudio de este trabajo. La SMV del 2014 se presentó casi en la totalidad del país, excepto para el noroeste, con una duración que varía desde uno a tres meses, siendo esta última la mayor duración para el fenómeno. La intensidad de la SMV varía desde débil, moderada y fuerte en las zonas donde se presenta. Para este trabajo se seleccionó el periodo de abril a noviembre del 2014.

La figura 3.3 muestra la distribución espacial conforme a la duración de la Sequía de Medio Verano, se puede observar de manera general como es en el noreste del país

sobre los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, una porción en el norte de Veracruz, Chiapas y Quintana Roo en su totalidad en donde la SMV tiene el periodo máximo de duración, de tres meses. Estados del centro, sur, suroeste del país, además de Campeche y gran parte de Yucatán es donde la SMV tuvo una duración de dos meses. Mientras que la Sequía de Medio Verano tuvo duración de un mes en los estados de Querétaro, Aguascalientes, Jalisco, Durango, Sinaloa, Chihuahua, Nayarit, Guanajuato y Zacatecas. Siendo así que en sólo tres estados del noroeste la República Mexicana no se presenta la SMV.

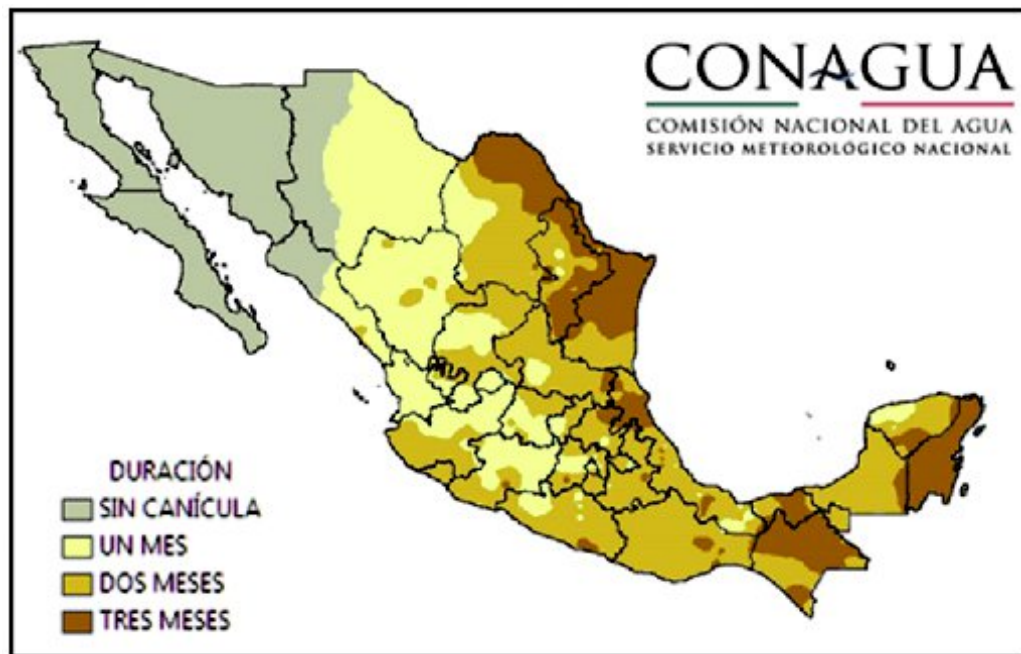


Figura 3.3. Duración de la Sequía de Medio Verano del año 2014 (CONAGUA,2014).

La intensidad de la Sequía de Medio Verano se observa en la figura 3.4, esta medida se obtiene a partir de la metodología propuesta por Mosiño y García en 1968, la cual consiste en estimar el déficit de precipitación en la temporada lluviosa con ayuda de gráficas de acumulados mensuales de precipitación.

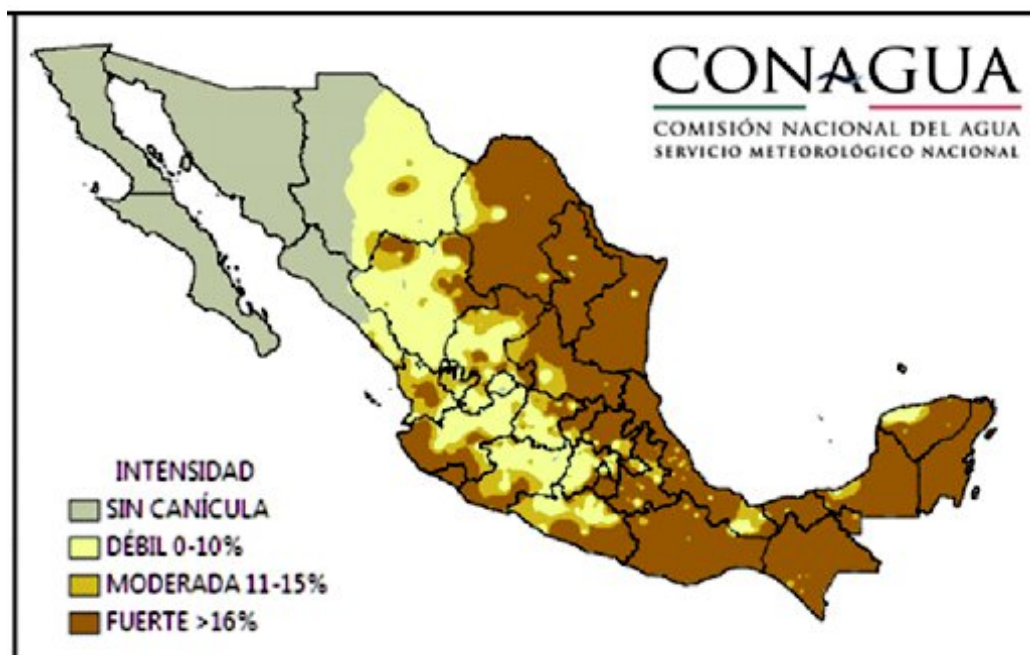


Figura 3.4. Intensidad de la Sequía de Medio Verano del año 2014 (CONAGUA, 2014).

De manera general, se observa que en los estados en donde la SMV se tiene duración de dos y tres meses son los lugares en donde este fenómeno tuvo intensidad fuerte, mientras que en las zonas en las que la duración es de un mes, la intensidad es débil.

### 3.3 Datos observacionales de precipitación CHIRPS

Para este trabajo se utilizaron los datos de precipitación provenientes del Centro de Riesgos Climáticos, CHIRPS son un conjunto de datos de precipitación y estimación de satélite, cuentan con una cobertura espacial que cubre el globo casi en su totalidad, ya que se extienden desde los 180°W-180°E y de los 50°N-50°S, se encuentran disponibles desde 1981 hasta la actualidad a una resolución espacial de 0.05°, la resolución temporal puede ser de días, meses hasta décadas. Los datos CHIRPS son elaborados a partir de climatología global, imágenes satelitales y observaciones in situ (Funk et al., 2015), proporcionando información sobre zonas continentales. La base de datos CHIRPS fue usada para realizar la climatología estacional de la lluvia para un periodo de 1981 al 2018.

# CAPÍTULO IV

## RESULTADOS

### 4.1 Velocidad vertical

Se muestran los resultados que se obtuvieron a partir de las simulaciones realizadas con el modelo WRF para los meses de abril a noviembre del año 2014, este periodo servirá para analizar la temporada de lluvias en la zona de estudio. Para comenzar con el análisis de la velocidad vertical en la república mexicana y su relación con la precipitación, se realizó un promedio de área para ambas variables sobre todo el dominio. La figura 4.1 a) y b) así como la figura 4.2 muestran dicho promedio para ambas variables.

El comportamiento del promedio mensual de la precipitación del área total del dominio en los meses modelados del 2014 muestra la señal de la Sequía de Medio Verano (Fig.5.2), es decir, máximos en junio y septiembre, y un déficit en julio-agosto, sin embargo, en el caso del promedio de la velocidad vertical no es así, de manera general se puede inferir mediante estas figuras que son poco relacionables estas dos variables entre sí.

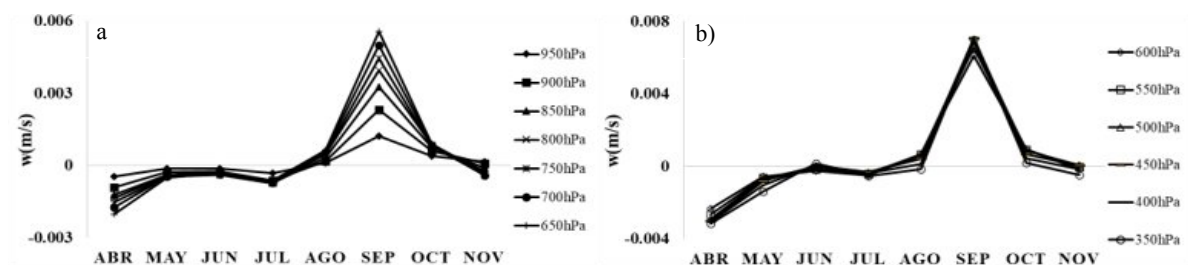


Figura 4.1. Promedio de área mensual de velocidad vertical sobre área de estudio para los niveles a) 950-650 hPa y b) 600-350 hPa.

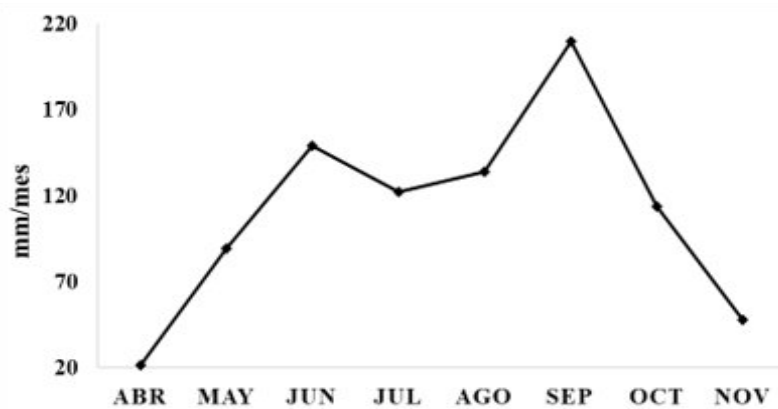


Figura 4.2. Promedio de área mensual de precipitación sobre el área de estudio.

En las gráficas de velocidad vertical, se puede observar como en todos niveles graficados no se presentan de manera clara los máximos que si están presentes en la precipitación, puesto que la velocidad vertical no muestra una marcada diferencia entre el primer máximo en junio y los mínimos de julio-agosto, lo cual podría dar a entender que las variables no sean relacionables entre sí, sin embargo, el máximo en septiembre está presente en todos los niveles de la atmósfera presentados y en el caso de la precipitación es en septiembre donde se presenta el segundo máximo y es mayor que el de mayo, siendo este característica la que podría dar un primer indicio a que estas dos variables si tuvieran relación en el fenómeno de la Sequía de Medio Verano.

Los promedios de área de ambas variables fueron realizados sobre todo el dominio, esto con el fin de encontrar si, a grandes rasgos, el promedio de la velocidad vertical tenía el mismo comportamiento que el promedio de la precipitación en todo el dominio y así poder relacionar a la SMV con la velocidad vertical en un primer acercamiento. Sin embargo, el fenómeno no se encuentra establecido en toda la república (Perdigón, 2017). El resultado de los promedios antes mostrados no fue satisfactorio y por lo mismo no resultó efectivo realizarlo de esa manera, por tal motivo se procedió a realizar mapas de velocidad vertical; 1000hPa (Fig.4.3), 750hPa (Fig.4.5) y 550hPa (Fig.5.7) y humedad específica; 1000hPa (Fig.4.4),

750hPa (Fig.4.6) y 550hPa (Fig.4.8). En todo el dominio en distintos niveles de la atmósfera:

En la figura 4.3 y 4.4, se observa como el flujo del viento transporta humedad desde el Golfo de México y queda depositada en la Sierra Madre Oriental, que actúa como barrera y favorece el ascenso orográfico del viento dando como resultado velocidad vertical positiva en las llanuras costera y sobre el macizo montañoso, siendo una situación favorable para el desarrollo convectivo. Mientras que en el centro del país existe convergencia de viento horizontal, poca humedad y la velocidad vertical es predominantemente negativa, condiciones que no son propicias para el desarrollo de sistemas convectivos. En mayo, la mayor parte del país se ve afectado por el bajo contenido de humedad, a pesar de la existencia de zonas de convergencia de viento horizontal no es ambiente que favorezca al desarrollo de nubes. En el mes de junio, la convergencia de vientos de bajo nivel se desplaza hacia la Sierra Madre occidental en donde se acopla con alto contenido de humedad y velocidad vertical positiva. En las costas del país, el flujo del viento se debilita, aparecen zonas de “w” positiva y el contenido de humedad es alto, este acoplamiento permitiría el primer máximo en la precipitación. En los meses de SMV (Fig.5.3d y e), las zonas costeras presentan cambio de dirección en la velocidad vertical en la mayor parte de estas, siendo el mes de julio en donde es más notoria esta situación en las costas del Pacífico Oriental y el Golfo de México, además, la humedad es advectada hacia el norte por los vientos, sin embargo, en agosto, sobre la costa oeste comienza a notarse aire ascendente en el mes de agosto y el alto contenido de humedad se establece sobre esta zona (Fig.5.3e). Por último, en octubre y noviembre comienza a notarse que la velocidad vertical es predominantemente negativa en la república mexicana.

La figura 4.5. y 4.6 muestran el comportamiento de la velocidad vertical y la humedad específica, respectivamente, al nivel 750hPa. Se puede observar como a lo largo de, prácticamente, todos los meses en la república mexicana la velocidad vertical es predominantemente positiva, habiendo escasas zonas con menor extensión espacial en donde el aire es descendientes mientras que la humedad, se muestra

más alta en las zonas costeras. En los océanos se notan las mayores diferencias en el dominio de la velocidad vertical ascendente o descendente conforme transcurren los meses, situación similar para la humedad, que a esta altura, su contenido es menor. Además, se puede notar que “w” ya no sigue el patrón del terreno conforme lo hacía en el nivel de 1000hPa, debido a que, a esta altura, la influencia que podría tener por parte de las montañas y valles es menor que el nivel anterior, lo que permitiría que los movimientos verticales de aire fluyan de mejor manera. Los campos de viento horizontal, también parecen responder a este comportamiento, los macizos montañosos son una barrera que impide su flujo libre, y la distribución uniforme de la humedad sobre toda la República.



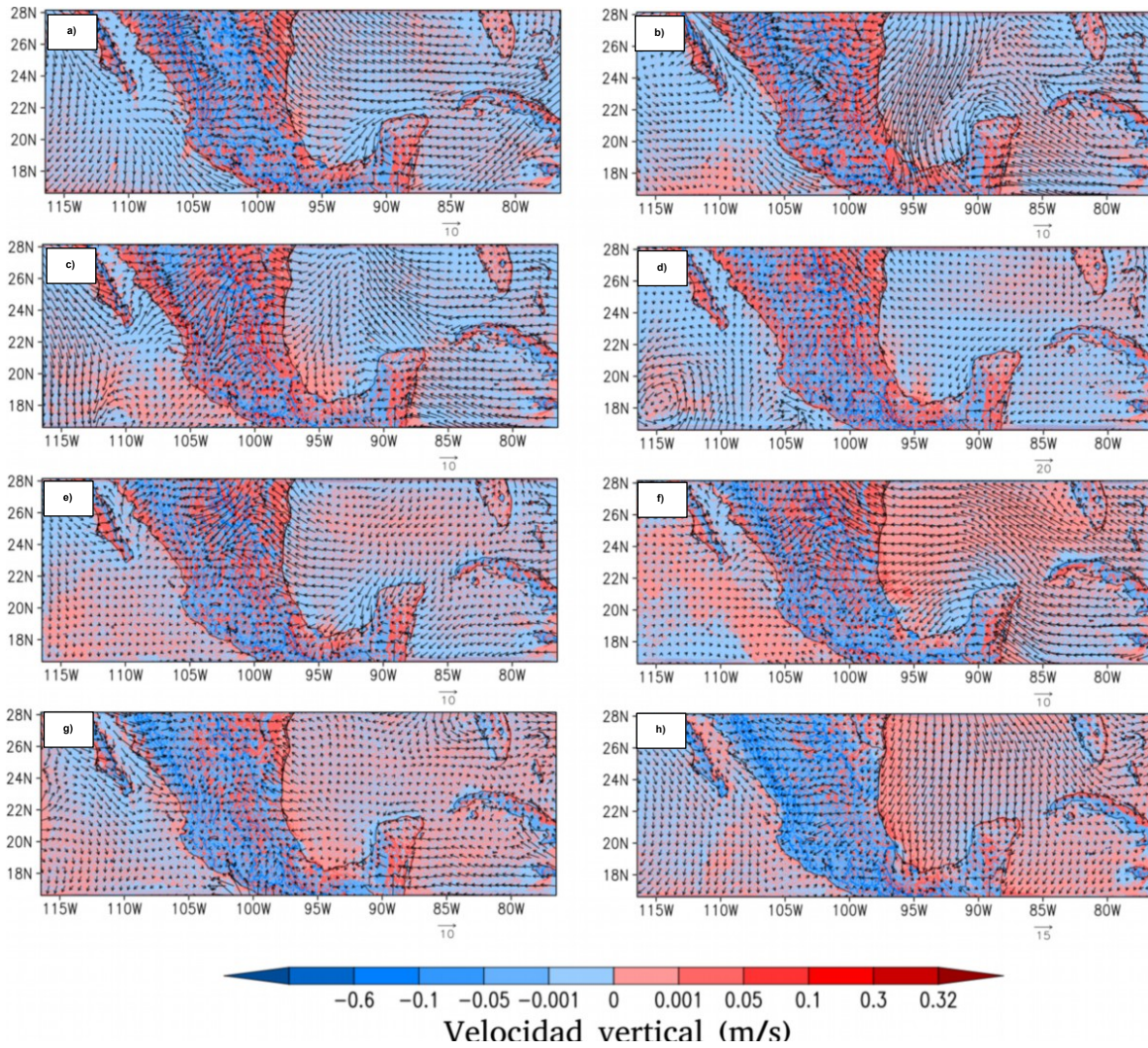


Figura 4.3. Velocidad vertical a los 1000 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.



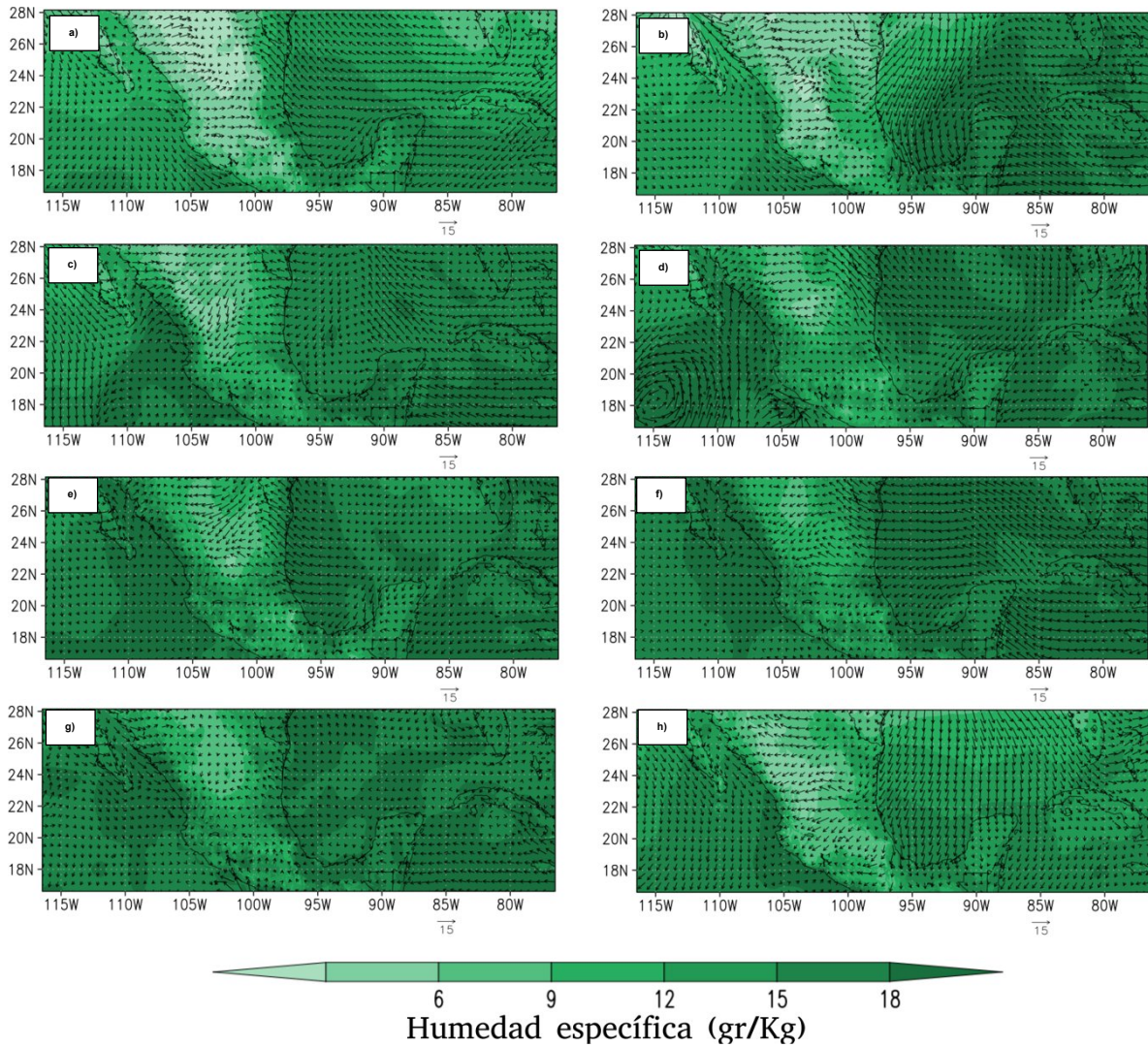


Figura 4.4. Humedad específica a los 1000 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.

En los meses de junio y septiembre observan zonas de velocidad vertical positiva en las cercanías de las costas del Pacífico y el Golfo de México, siendo septiembre (Fig.5.4f) cuando en estas zonas costeras se alcanza una mayor extensión espacial, notándose sobre todo en el Golfo de México, acompañadas de la advección de la humedad, hacia las costas favoreciendo el desarrollo de eventos convectivos en estos meses. Para los meses en donde se establece la SMV, se puede notar que, las zonas de aire ascendente en las costas son suprimidas casi en su totalidad,



principalmente para el mes de julio y como el contenido de humedad desciende de manera puntual en este mes frente a la porción norte de Veracruz (Fig.5.3d). En noviembre se observa una gran franja de aire ascendente sobre toda la costa este de nuestro país y la reducción de la humedad en prácticamente en todo el país.

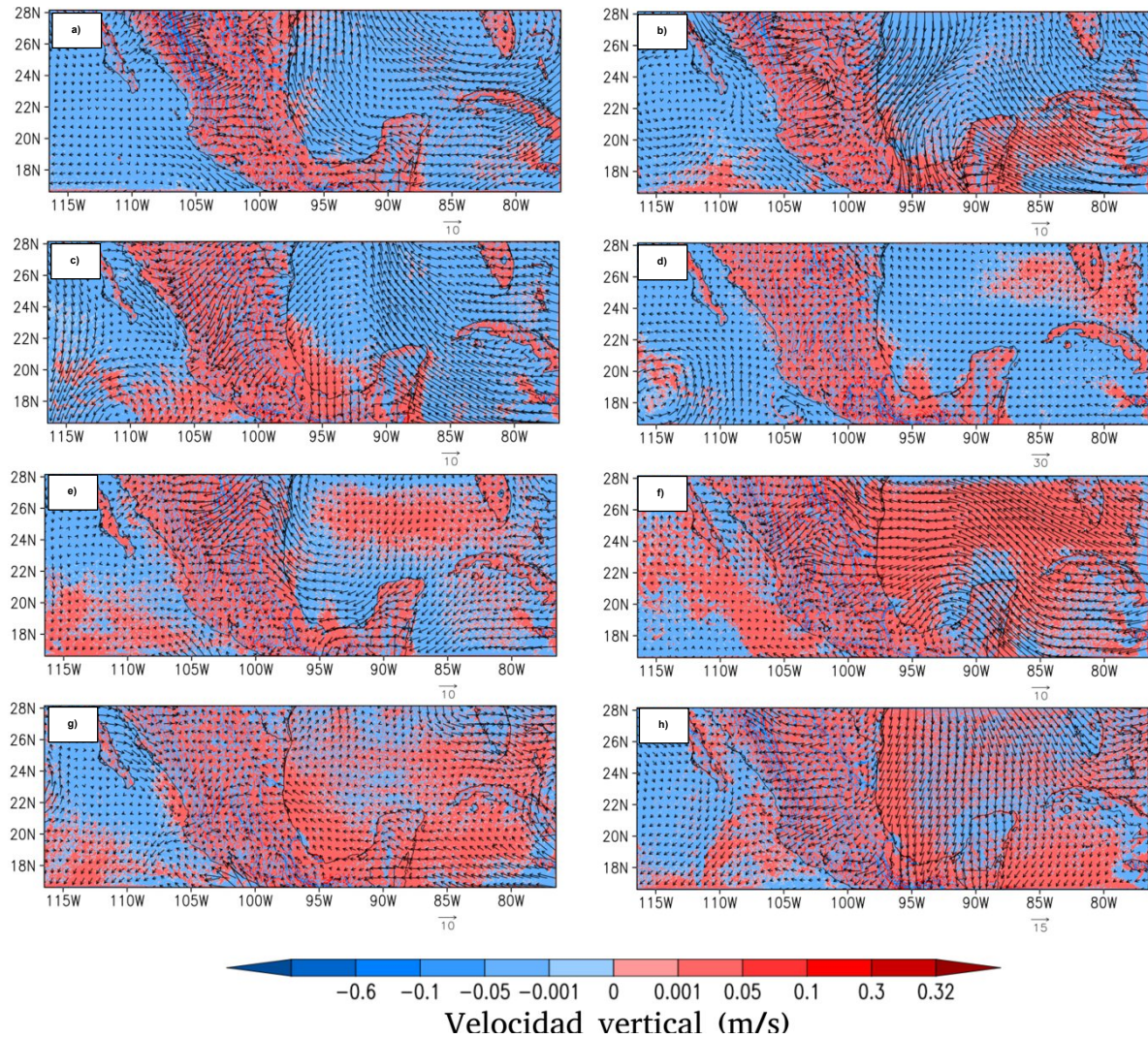


Figura 4.5. Velocidad vertical a los 750 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.

El nivel de 500hPa corresponde a la figura 4.7 y 4.8 para la velocidad vertical y la humedad específica, respectivamente, de manera general, a esta altura el campo de viento horizontal, “w” están influenciados en menor medida por la topografía y la humedad específica, como ya se esperaba, es visiblemente menor. Existen zonas en donde la velocidad vertical tiene cobertura espacial más amplia y donde hay



dirección preferente del viento, por ejemplo, en el centro noreste de la república es dominante el flujo descendente y la dirección del viento es del norte en la figura 5.5c.

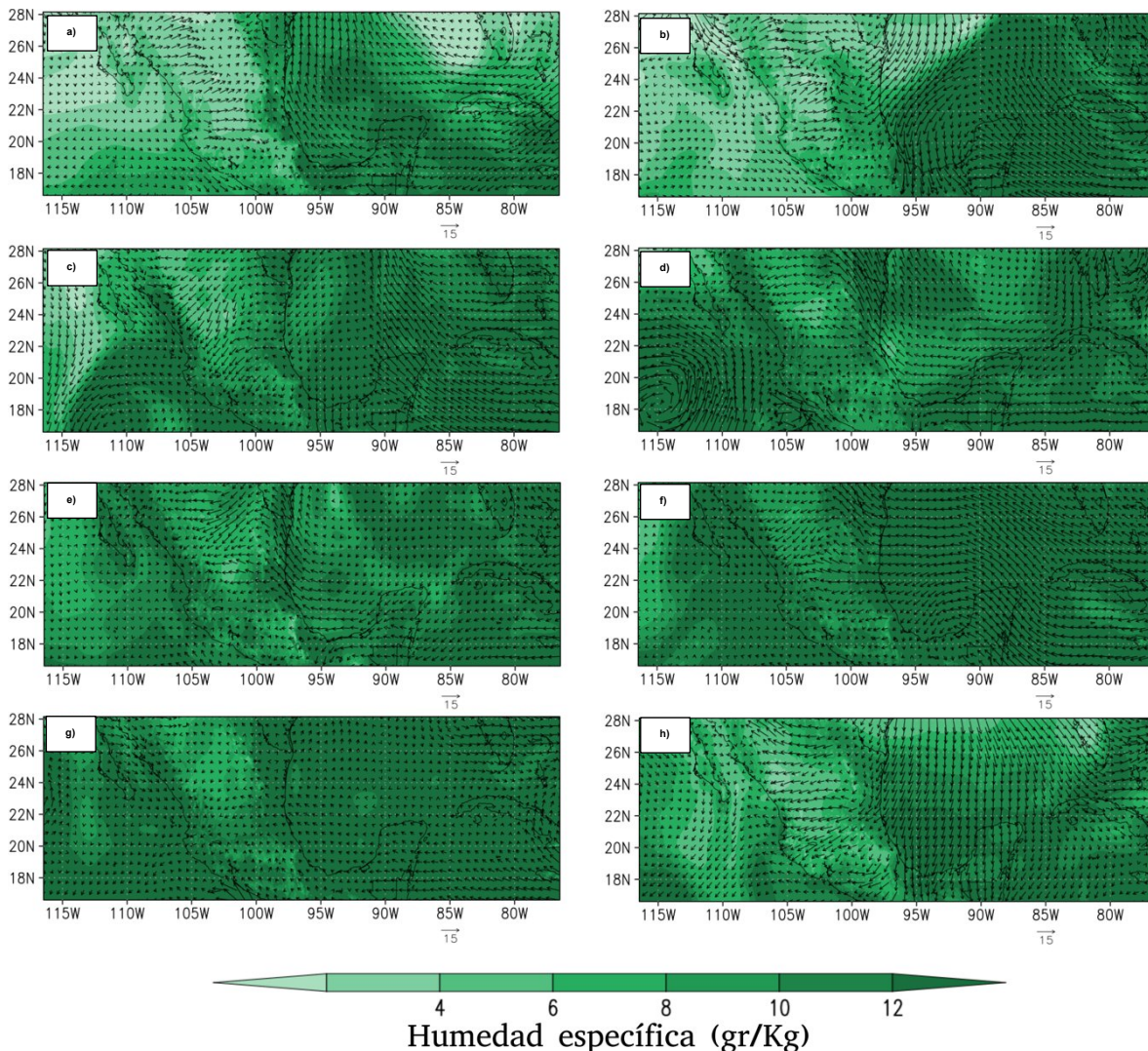


Figura 4.6. Humedad específica a los 1000 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.

A este nivel de la atmósfera se pueden observar más variaciones espaciales con respecto a la velocidad vertical a lo largo de los meses y una distribución más uniforme de la humedad, a pesar de su bajo contenido, principalmente dentro de la república mexicana, debido a la nula interferencia de las barreras montañosas. En las zonas costeras se sigue presentando velocidades verticales positivas para los meses de junio y septiembre, alcanzando valores de “w” máxima en septiembre frente a la porción norte del estado de Veracruz y al suroeste de Jalisco,

acompañado de alto contenido de humedad con flujo de viento horizontal del norte para junio y del este en agosto. En julio-agosto el aire ascendente en las costas de del país cambia de dirección con mayor intensidad con respecto a los dos niveles anteriores y el contenido de humedad parece mantenerse, principalmente en julio, ya que en agosto a lo largo de la costa y sobre el Pacífico está presente una extensa zona con velocidades verticales positivas, lo que podría indicar que el segundo máximo de velocidad vertical positiva comenzó a desarrollarse en el mes de agosto, posiblemente, debido a la migración de la Zona de Convergencia Intertropical.

Una zona en la cual se pueden notar las variaciones de las variables analizadas conforme transcurren los meses es en la Faja Volcánica Transmexicana, que es un cinturón de volcanes, que se ubica entre los 18°-21° norte y los 105.40°-95.79° oeste, esta zona se encuentra caracterizada por altitudes que alcanzan los 5610 msnm en el volcán Citlaltépetl, a 5610 (INEGI, 2017) y atraviesa de forma longitudinal a la República Mexicana. Su interacción con el océano Pacífico y el Golfo de México parece ocasionar que la señal de la Sequía de Medio Verano esté presente en esta zona, además que León-Cruz en 2019 identificó a la SMV en esta zona mediante eventos convectivos a lo largo de 10 años.



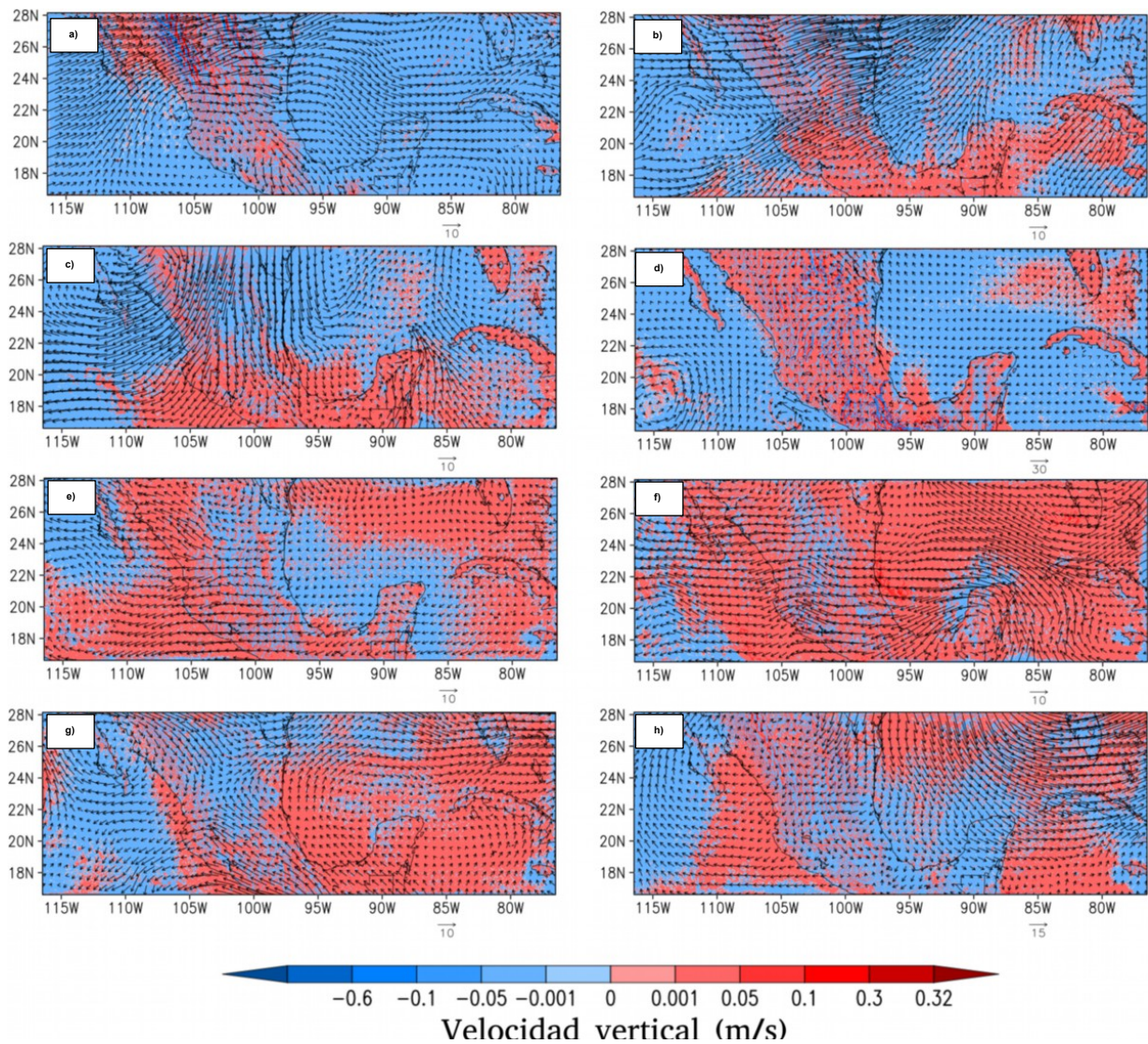


Figura 4.7. Velocidad vertical a los 750 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.



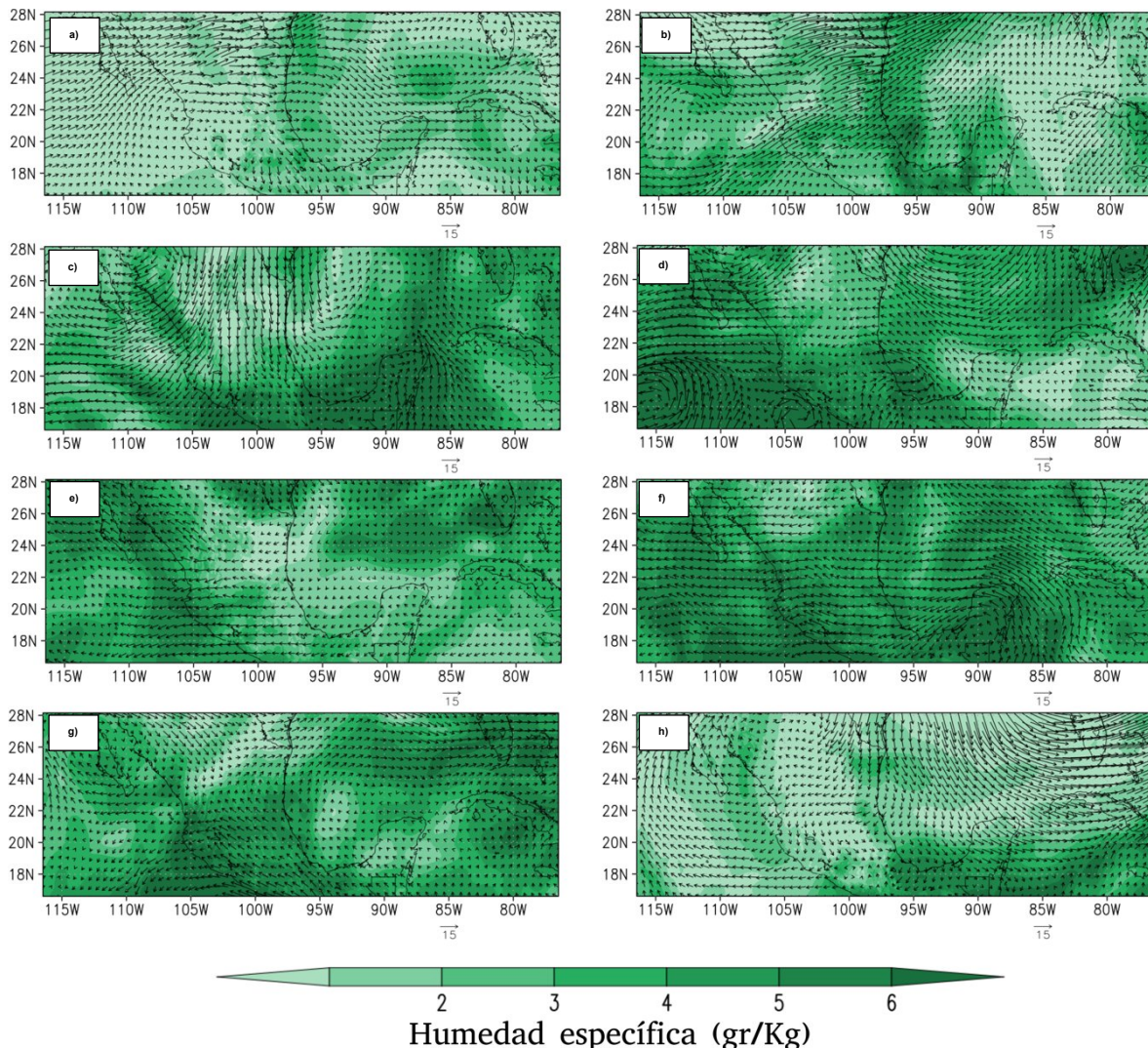


Figura 4.8. Humedad específica a los 1000 hpa para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014.

Analizar en mapas el comportamiento de la velocidad vertical conforme transcurren los meses y en distintos niveles de la atmósfera permite tener mayor detalle de cómo se comporta esa variable dependiendo de las distintas zonas y los meses del periodo. El nivel de 1000hPa se ve muy influenciado por la topografía y las variaciones espaciales y temporales de “w” se ven afectadas por este hecho, a los 750hPa las variaciones temporales en la velocidad vertical son más notorias en la parte oceánica que en la continental, ya que como se mencionó, es en prácticamente todos los meses que domina la velocidad vertical positiva en toda la república, por otro lado, a la altura de 550hPa es donde se notan las mayores variaciones espaciales y temporales, ya que además de notarse las zonas de Golfo

y Pacífico, la Faja Volcánica Transmexicana también parece tener el patrón de la SMV.

#### **4.2 Cortes verticales**

Se realizaron cortes verticales de forma longitudinal y latitudinal del promedio mensual de velocidad vertical, a partir de las salidas del modelo WRF para los meses de abril a noviembre, estos cortes se extienden desde la superficie hasta una altura de 10 kilómetros y están distribuidos desde los 93° oeste a los 107° oeste con un espaciado de 2° entre cada transecto, por su parte, los cortes latitudinales fueron realizados en dos regiones. La primera se encuentra entre los 18.8°N y los 19.8°N, con un espaciado de 0.5°, para analizar la velocidad vertical del viento en la FVTM y su interacción con los océanos, mientras que la segunda se encuentra entre los 23°N y los 24°N, también con un espaciado de 0.5° para examinar la zona de descenso de la Celda de Hadley.

Para fines prácticos, se eligió los 103° como el corte longitudinal más representativo (Fig. 4.9) de todos. Los cortes verticales longitudinales y latitudinales restantes se encuentran en el Apéndice A.

El corte longitudinal a los 103°W se muestra en la figura 4.9, se observa, de manera general, alternancia entre velocidades verticales positivas y negativas. A esta longitud son más notorias las zonas de aire descendente que se encuentran cerca de los 18.87°N y los 25.88°N, ya que resaltan más del resto por la consistencia que exhiben a lo largo de los meses y que propiciarían la inhibición convectiva durante este periodo. El mes de abril presenta mayor alternancia con la zona de aire ascendente cerca de los 25.88°N alcanzando los 10Km de altura, junto a esta zona existe una región de aire ascendente que también alcanza esa altura (Fig.4.9a). En los meses de mayo, octubre y noviembre es cuando todas las zonas tanto de aire descendente como descendente presenta mínimos en intensidad y extensión.

En los meses de SMV, las zonas de aire descendente cerca de la superficie (18.87°N y los 25.88°N) se intensifican en julio además de presentarse velocidades verticales positivas entre los 21.21°N y 23°N (Fig. 4.9d), en agosto prevalecen las regiones de aire descendente con una intensidad similar (Fig. 4.9e). En junio se

observa la presencia de aire ascendente entre los  $20.04^{\circ}\text{N}$  y  $23.55$  lo que favorecería la convección para estas latitudes.



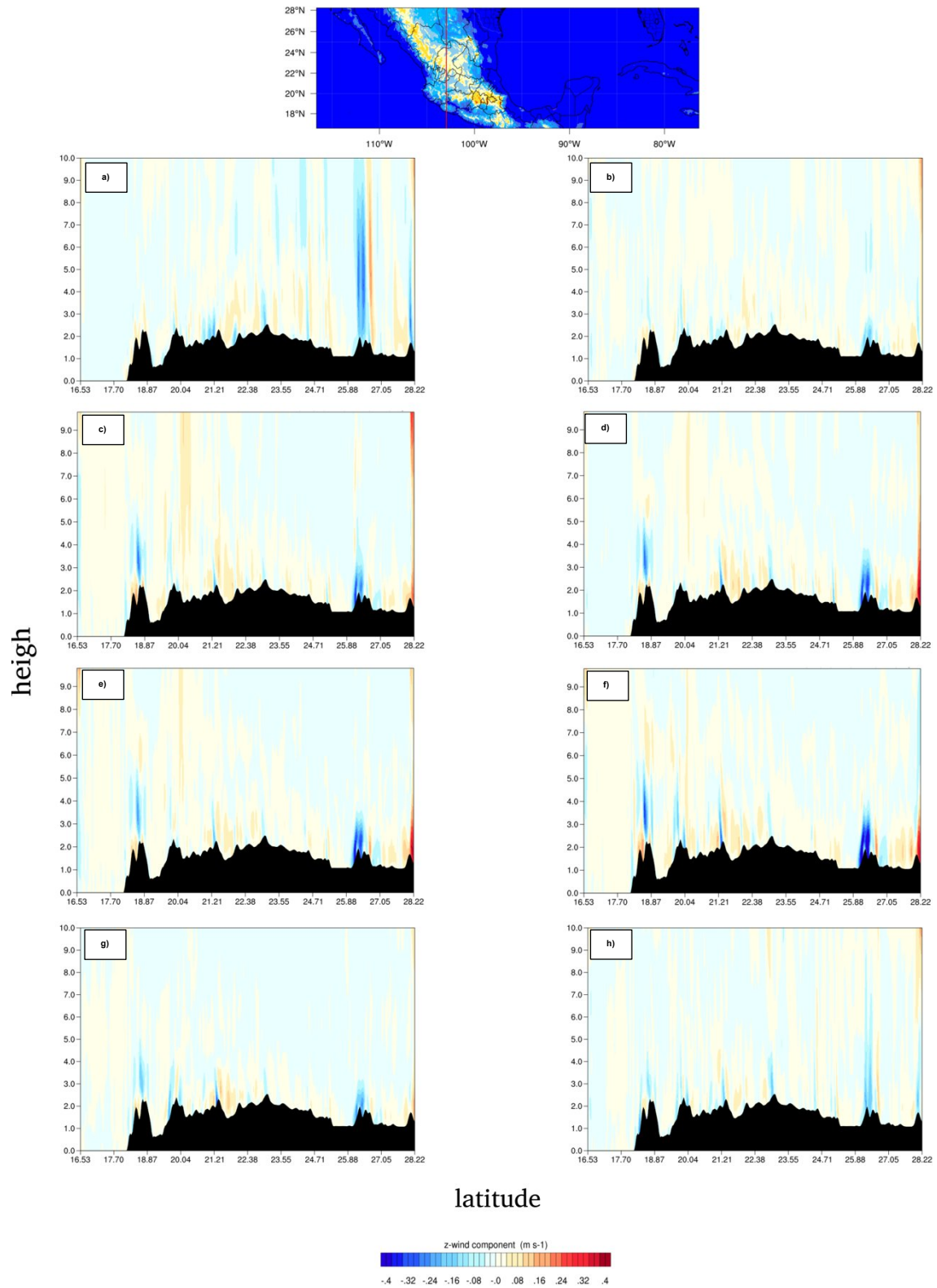


Figura 4.9. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 103° oeste.

Los 19.3°N y los 23.5°N se presentan como los cortes latitudinales representativos para la FVTM y la zona de descenso de la celda de Hadley respectivamente.

Los 19.3°N se muestra en la figura 4.10 en la cual se observa en abril y mayo (Fig.4.10.a y b) una zona importante de aire ascendente que abarca todo el continente, la cual se establece en abril desde la superficie hasta unos cuantos kilómetros y en mayo alcanza su máxima intensidad y extensión alcanzando los 10 Km de altura, condición que establece convección en el mes de abril y favorece la convección profunda en mayo. En junio, a pesar de que aún existe dominio del aire que asciende, se nota con menor intensidad y mayor presencia de zonas de aire descendente (Fig.4.10c) que se intensifican en el mes de julio, para agosto ambas direcciones verticales del viento disminuyen en intensidad (Fig.4.10e). En septiembre, se observa la dominante región de velocidad vertical positiva en el Pacífico y una mayor alternancia entre aire ascendente y descendente sobre el continente.

El corte latitudinal de los 23.5°N se muestra en la figura 4.11, en abril las zonas de aire ascendente y descendente se alternan a lo largo del continente y se presentan desde la superficie hasta los 10 Km, las mayores intensidades son sobre la costa del Pacífico (Fig.4.11a). En mayo, la extensión e intensidad de estas zonas disminuyen, sin embargo, es notorio dominio de la velocidad vertical positiva. Para junio, vuelven a extenderse las zonas de aire ascendente y descendente en la zona del Pacífico, mientras en niveles más cercanos superficie la alternancia se presenta desde el centro del país hacia el Golfo (Fig.4.11c). En los meses de SMV (Fig.4.11 d y e), se presentan las menores intensidades de la velocidad vertical, en ambas direcciones, sin embargo, en la costa del pacífico se presentan zonas puntuales de aire descendente que favorecen la inhibición de la convección en esos puntos. Septiembre muestra una amplia zona de aire ascendiendo sobre la costa y el Golfo de México hasta una altura de 10Km, esta zona de convección profunda, implicaría el segundo máximo en la precipitación (Fig.4.11f).

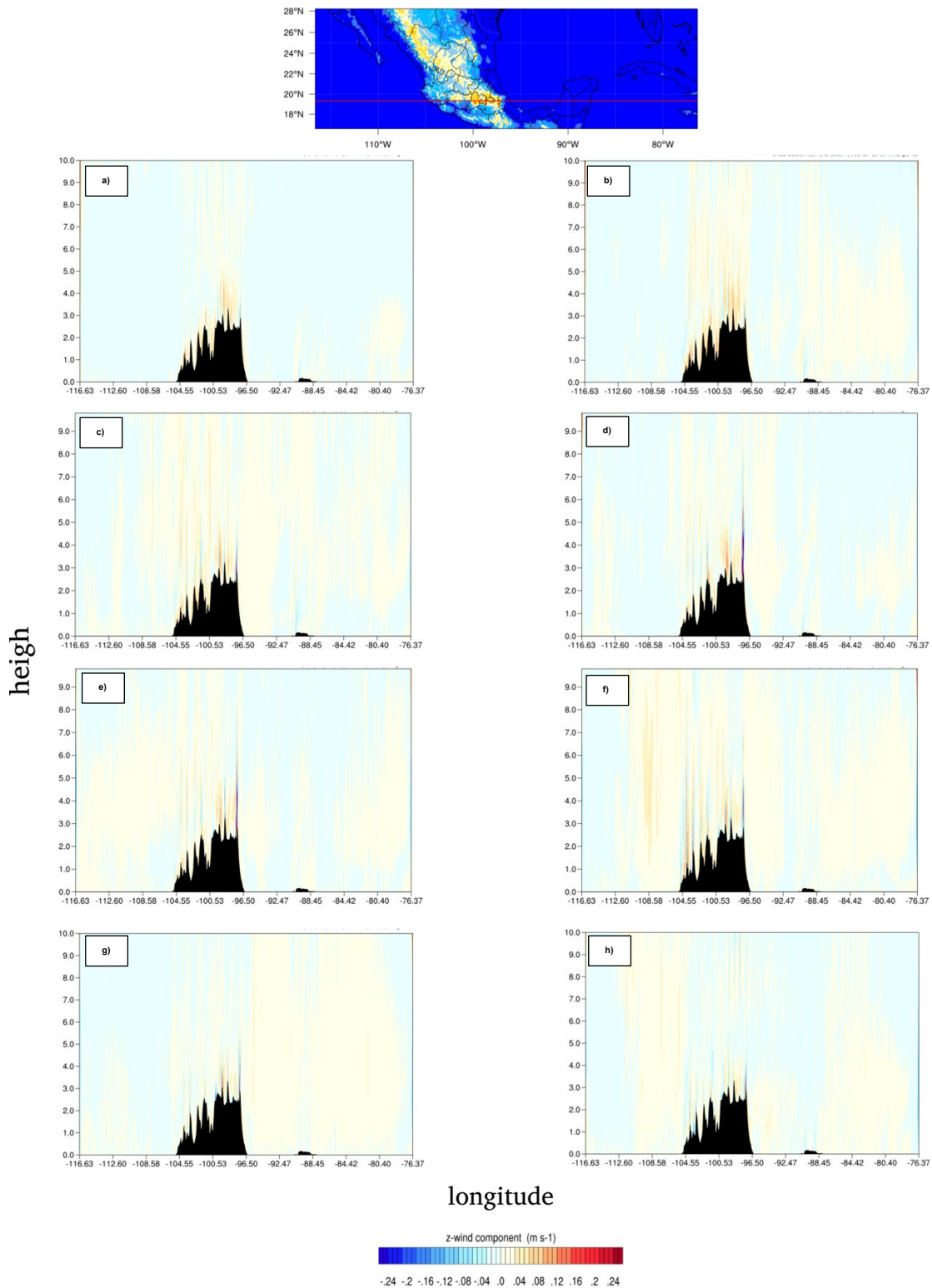


Figura 4.10. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 19.3° oeste.

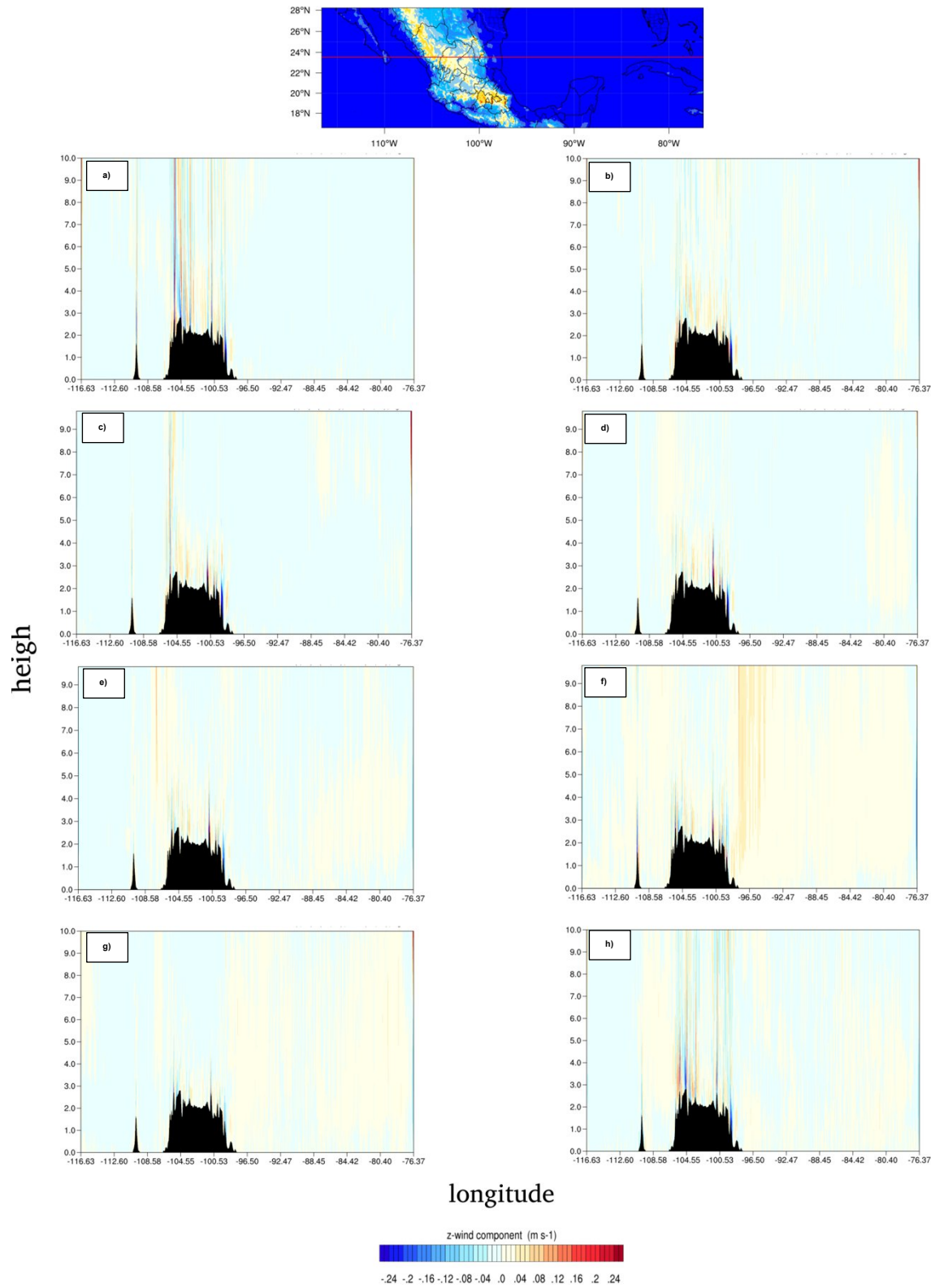


Figura 4.11. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 23.5° oeste.

### 4.3 Velocidad vertical y precipitación

Una vez analizada de manera gráfica la velocidad vertical con la ayuda de los mapas y los cortes verticales latitudinales y longitudinales de ésta, se procedió al comportamiento de “w” mediante promedios de área mensual, con la excepción que estos promedios son realizados en áreas más pequeñas y delimitadas en distintas regiones del dominio.

En la figura 4.12, se muestra el dominio que se utilizó para las simulaciones numéricas y tres subdominios de interés, estos últimos como resultado del análisis del comportamiento espacial y temporal de la velocidad vertical en los mapas antes mostrados. Mediante el nivel de 550hPa (Fig. 4.7) fue que se seleccionaron estas zonas debido a que, a esta altura es en donde “w” exhibe más variaciones conforme transcurren los meses simulados, siendo así que fueron delimitadas las zonas: 1) Faja Volcánica Transmexicana, 2) Golfo de México y 3) Costa del Pacífico Oriental. El promedio en estas áreas brindará un mejor panorama sobre el comportamiento de la velocidad vertical y su posible correlación con la precipitación.

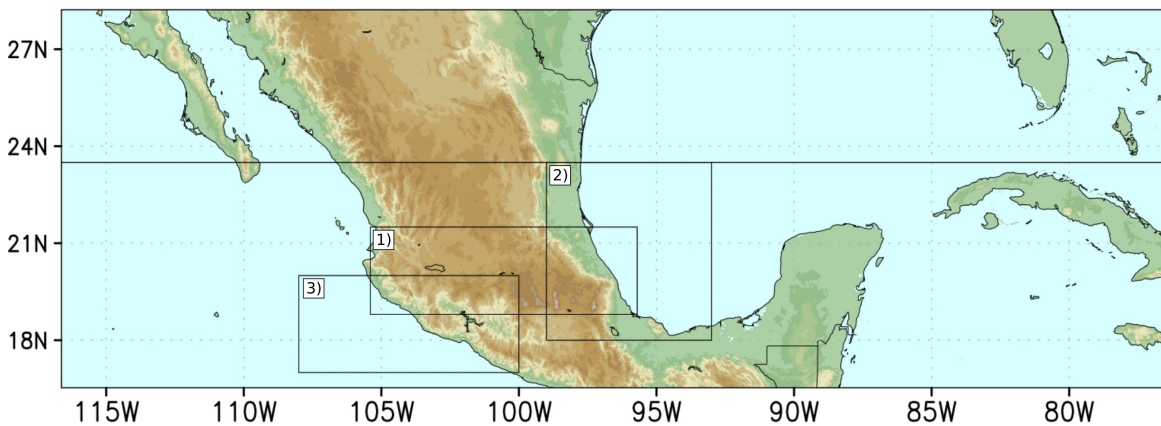


Figura 4.12. Dominio de estudio con las zonas: 1) faja volcánica transmexicana, 2) golfo de México y 3) costa del Pacífico oriental.

El promedio mensual de la velocidad vertical en la zona 1 (Fig.4.13 a y b) muestra un comportamiento idéntico al que muestra la precipitación en la presencia de la

Sequía de Medio Verano (Fig.4.14) en la Faja Volcánica Transmexicana (Cuadro 1). Los valores máximos en los meses de junio y septiembre son coincidentes con el máximo de lluvias, al igual que los mínimos en la velocidad julio-agosto concuerdan con la reducción en la precipitación. A pesar de la existencia de mínimos en la velocidad vertical en julio-agosto, estos no alcanzan valores de cero o negativos.

El análisis de las dos variables nos muestra un comportamiento idéntico y que ambas podrían tener relación en esta zona. El hecho que los mínimos en la velocidad vertical no alcancen valores de cero o negativos podría indicar que los procesos convectivos tuvieron un menor desarrollo vertical y a pesar de ser existentes, se traduciría en una reducción de precipitación.

La figura 4.15 muestra los promedios mensuales de área en la zona del Golfo de México (Cuadro 2), en la cual se aprecia un comportamiento muy similar al de la SMV, a pesar de que las diferencias entre el primer máximo en junio y los mínimos en julio y agosto no sean significativos, principalmente a partir de los 600 hPa hasta los 350 hPa (Fig.4.15b). En los niveles más bajos (Fig.4.15a), el comportamiento de “w” se asemeja más al de la Sequía de Medio Verano, a pesar de que las diferencias entre el primer máximo y los mínimos son pequeñas. En cuanto a la precipitación, se puede observar a partir de la figura 4.16 como en esta zona la señal de la SMV también está presente y pudiera tener relación con la velocidad vertical a pesar del comportamiento que esta exhibe, ya que, en ambas variables, los máximos en cada una de ellas se presentan en junio y septiembre y los mínimos coinciden en julio agosto pero con menor intensidad.

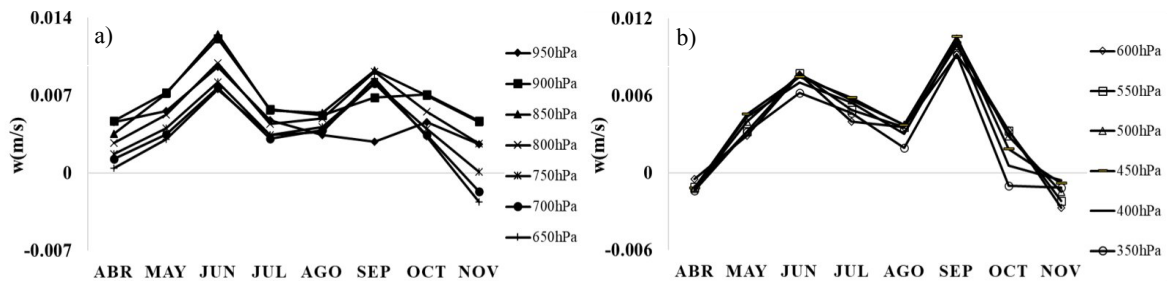


Figura 4.13. Promedio de área mensual de velocidad vertical sobre la zona faja volcánica transmexicana para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

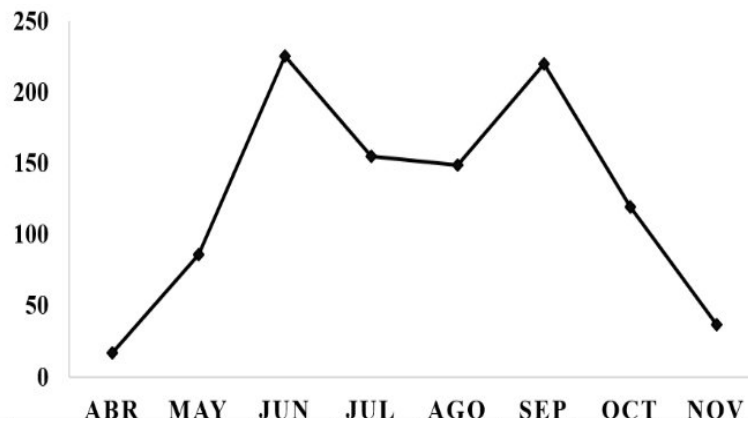


Figura 4.14. Promedio de área mensual de precipitación sobre la zona faja volcánica transmexicana (mm/mes).

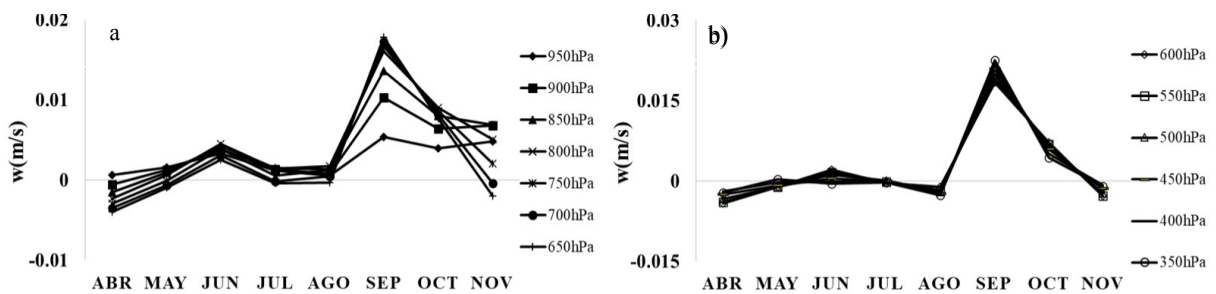


Figura 4.15. Promedio de área mensual de velocidad vertical sobre la zona golfo de México para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

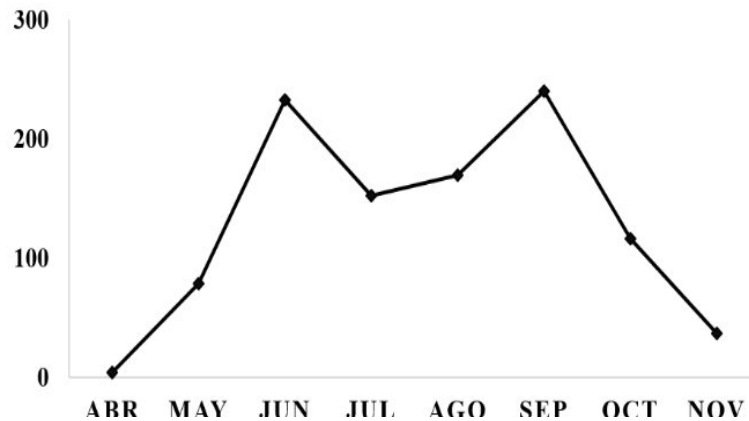


Figura 4.16. Promedio de área mensual de precipitación sobre la zona golfo de México (mm/mes).

El promedio de área mensual de velocidad vertical para la zona de la Cosa del Pacífico Oriental (Cuadro 3), se muestra en la figura 4.17. Se puede observar como la velocidad vertical presenta el comportamiento característico de la Sequía de Medio Verano al igual que la precipitación (Fig.4.18) y este comportamiento está presente desde el nivel más cercano a la superficie (950 hPa) hasta el nivel más alto analizado (350 hPa). En esta zona las variables son relacionables, al igual que en las dos anteriores, ya que los máximos de precipitación y velocidad vertical coinciden en junio y septiembre mientras que los mínimos de estas se presentan en julio-agosto, mostrando la incidencia de este fenómeno en estos meses, sin embargo, otra característica que presentan ambas variables es el máximo en septiembre, el cual es el más intenso de las dos variables, característica que no exhibieron en las dos zonas anteriores.

Además, sobre la zona del Pacífico, la velocidad vertical si logra alcanzar valores de cero e incluso negativas en algunos niveles, este hecho podría significar que, para esta zona, los procesos convectivos pudieron ser inhibidos, es decir, la cantidad de eventos sufrió una reducción durante esos meses, por lo cual se refleja en una reducción en la precipitación.



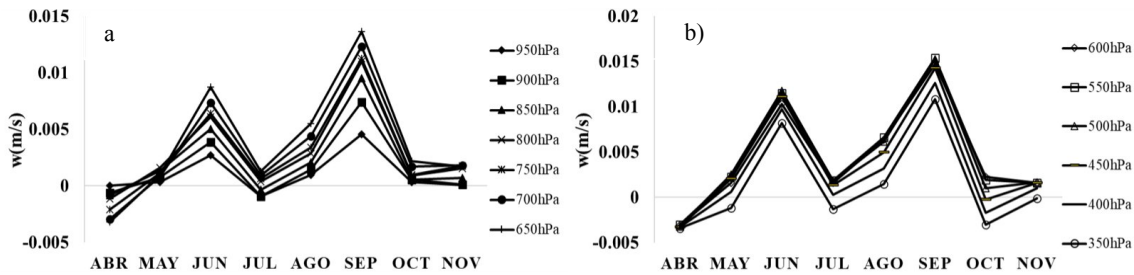


Figura 4.17. Promedio de área mensual de velocidad vertical sobre la zona pacífico para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

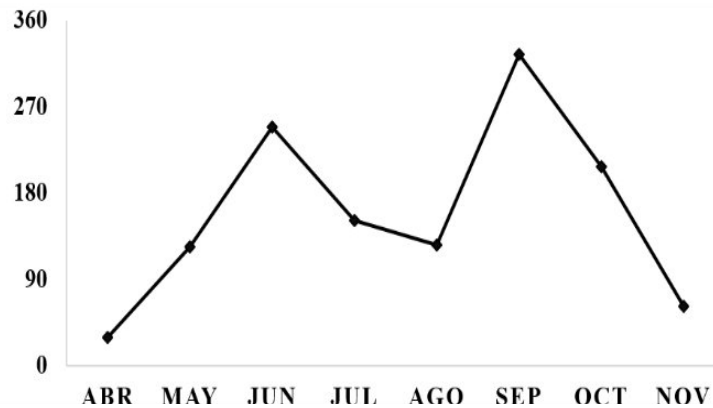


Figura 4.18. Promedio de área mensual de precipitación sobre la zona pacífico (mm/mes).

#### 4.4 Humedad específica y humedad relativa

Se realizó el promedio mensual de la humedad específica y la humedad relativa sobre las zonas descritas en la sección anterior, para analizar su comportamiento en el periodo de estudio de este trabajo, ya que el análisis de estas dos variables nos puede dar una idea, a grosso modo, de qué es lo que está pasando en la atmósfera respecto a la reducción de la precipitación. Se muestran los promedios mensuales de área de la humedad específica y la humedad relativa para analizar su comportamiento en la temporada lluviosa de nuestro país en las zonas delimitadas a partir de los mapas de velocidad vertical; 1) Faja Volcánica Transmexicana, 2) Golfo de México y 3) Costa del Pacífico Oriental. Como ya se mencionó, la humedad en la atmósfera es el gran precursor de formación de las nubes y de la precipitación. Si bien es cierto que el objetivo de este trabajo es el análisis y determinación de la

influencia de la velocidad vertical sobre la precipitación, sin embargo, el análisis de la humedad puede brindar un panorama sobre lo que está pasando en la atmósfera con respecto a la precipitación, ya que este análisis podría indicar qué lugar tiene condiciones favorables para la precipitación y en cuales zonas, en combinación con una velocidad vertical negativa, tiene condiciones propicias para la inhibición de los procesos convectivos.

Tomando en cuenta el posible acoplamiento de la velocidad vertical y la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera se plantean dos posibles escenarios:

El primer escenario se plantea a partir del hecho que pueda existir una reducción en la cantidad de vapor de agua, y debido al transporte de este por la velocidad vertical desde niveles superiores hasta niveles cercanos a la superficie (dinámico), lo cual impediría su distribución en la columna atmosférica, lograría la reducción de la actividad convectiva al no ser un escenario favorable para la condensación.

El segundo escenario se plantea cuando el aire descendente que proviene de niveles superiores de la atmósfera favorecería a una más rápida condensación debido a las bajas temperaturas provenientes de los niveles altos, ya que a una menor temperatura la humedad relativa aumenta, lo cual favorecería la saturación en la atmósfera (termodinámico).

En la figura 4.19 se muestra el promedio mensual de área de la humedad específica en la zona de la Faja Volcánica Transmexicana, de manera general se observa que esta variable muestra el comportamiento que se presentó en la velocidad vertical y la precipitación, es decir, se aprecia la señal de la Sequía de Medio Verano, sin embargo, únicamente se nota desde los 950 hPa (550 m) hasta la atmósfera media 600hPa (4500m) (Fig.4.19a), no obstante, las diferencias entre máximos (junio y septiembre) y mínimos (julio y agosto) no es tan marcada, pero si perceptible. En los niveles superiores a los 600 hPa, este comportamiento desaparece para dar lugar a sólo un máximo muy marcado en el mes de septiembre (Fig.4.19b).

En cuanto a la humedad relativa en la Faja Volcánica Transmexicana se puede notar, al igual que en la humedad específica, el comportamiento característico de la

Sequía de Medio Verano (SMV) principalmente a partir de los 900 hPa hasta los 700 hPa, niveles en los cuales las diferencias entre máximos y mínimos son mayormente notorias (Fig.4.19c). A partir de los 650 hPa el comportamiento de la humedad relativa se modifica notablemente, ya que mes a mes presenta una alternancia entre mínimos y máximos, que persiste hasta los 350 hPa. De igual manera, septiembre exhibe el pico máximo a partir de la atmósfera media (Fig.4.19d).

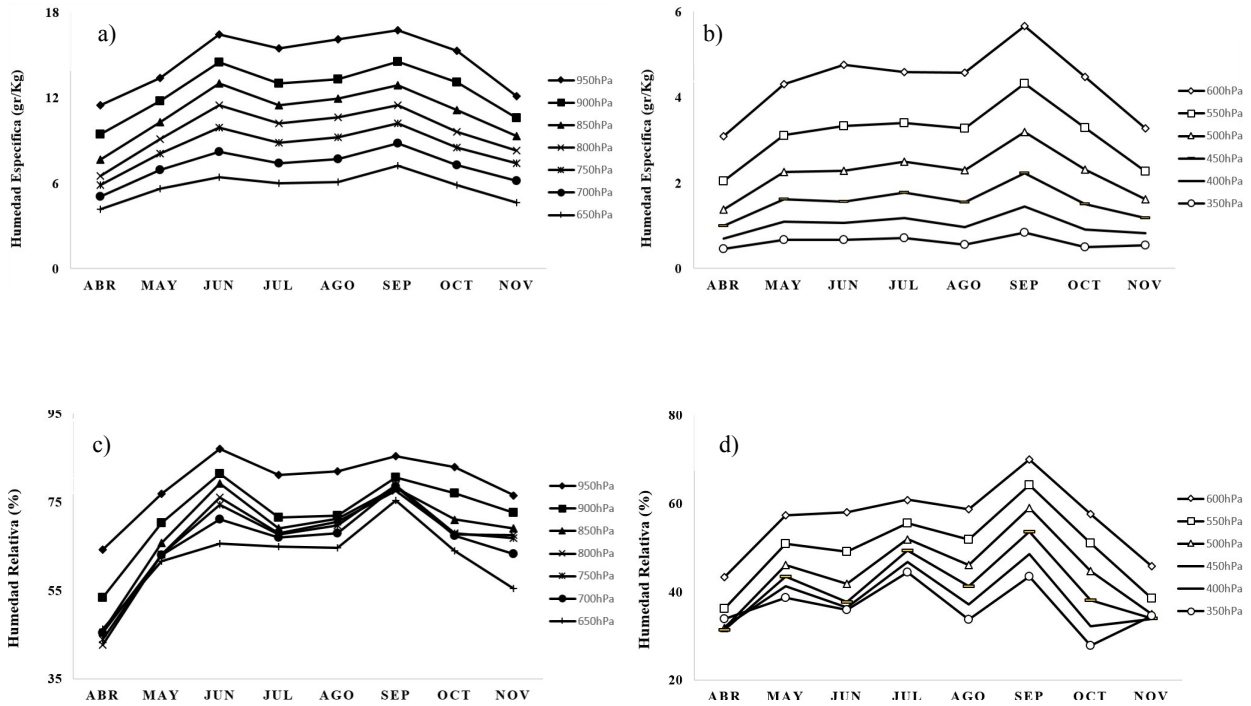


Figura 4.19. Promedio de área mensual de humedad específica (a y b) y humedad relativa (cy d) sobre la faja volcánica transmexicana para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

El promedio mensual de área de la humedad específica para la zona del Golfo de México se muestra en la figura 4.20, en las figuras se puede observar cómo se presenta el comportamiento de la SMV y que acompaña con la velocidad vertical. Al igual que la zona anteriormente analizada, este patrón se presenta desde los 950

hPa (550 m) hasta el nivel de los 650 hPa (4800 m), siendo en los primeros niveles en donde las diferencias entre máximos y mínimos son más notables (Fig.4.20a), sin embargo, a mayor altura estas diferencias se vuelven menos notorias. A partir de los 600 hPa, el comportamiento es completamente distinto ya que sólo se presenta un máximo en el mes de septiembre, el cual va desapareciendo conforme a la altura (Fig.4.20b).

En la figura 4.20 c y d se muestra el promedio de área mensual de humedad relativa en la zona del Golfo, de manera general, se nota el comportamiento de la SMV a partir de los 900 hPa hasta los 650 hPa (Fig.4.20c), las diferencias entre máximos y mínimos son mayores en relación con las que existen con la humedad específica (Fig.4.20c). A partir del nivel de 600hPa el comportamiento de la humedad relativa comienza a cambiar ya que se muestra la alternancia que se presentó en la zona de la FVT en el mismo nivel y que también persiste hasta los 350 hPa (Fig.4.20c).

En la figura 5.31 se muestra el promedio de área mensual de humedad específica para la zona del Pacífico, a lo largo de todo el periodo exhibe el patrón de la SMV, sin embargo, este comportamiento es consistente prácticamente en todos los niveles (900 hPa-400 hPa), situación contraria a lo que sucede en la Faja Volcánica Transmexicana y en el Golfo, siendo a partir de los 600 hPa en donde las variaciones entre máximos y mínimos son mayores.

El promedio de área mensual de la humedad relativa se muestra en la figura 5.32, esta variable también exhibe el patrón de la SMV, igual que en las dos zonas anteriormente descritas, y como en la humedad específica es que este comportamiento es persistente en la mayoría de los niveles, a partir de los 900 hPa hasta los 350 hPa. Las variaciones entre máximos y mínimos son notorias en todos los niveles (Fig.5.32 a y b).

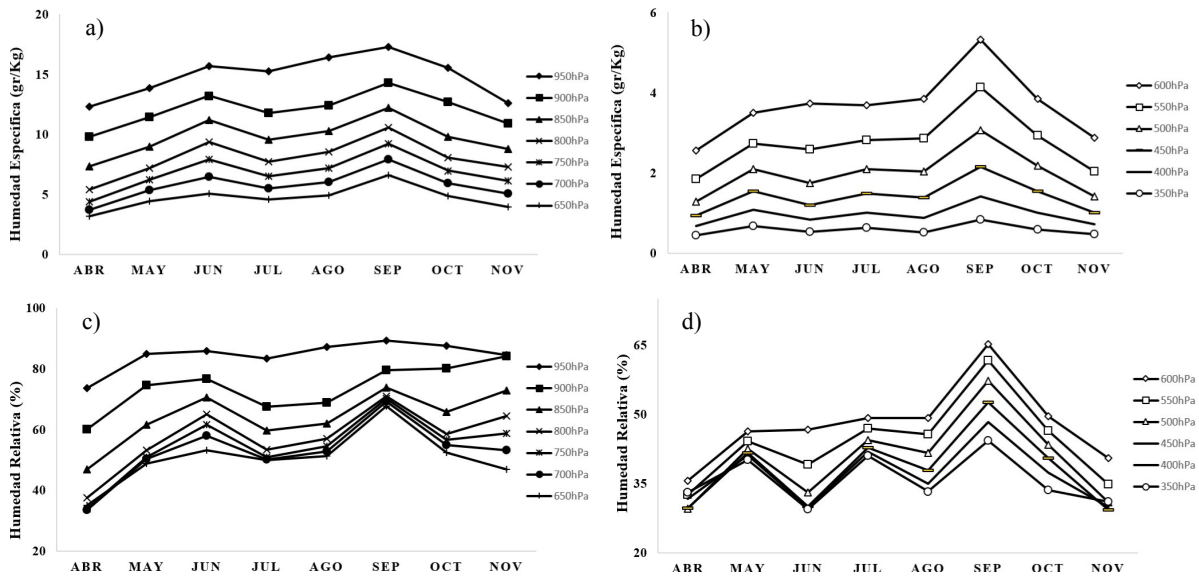


Figura 4.20. promedio de área mensual de humedad específica (a y b) y humedad relativa (cy d) sobre la zona del golfo de méxico para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

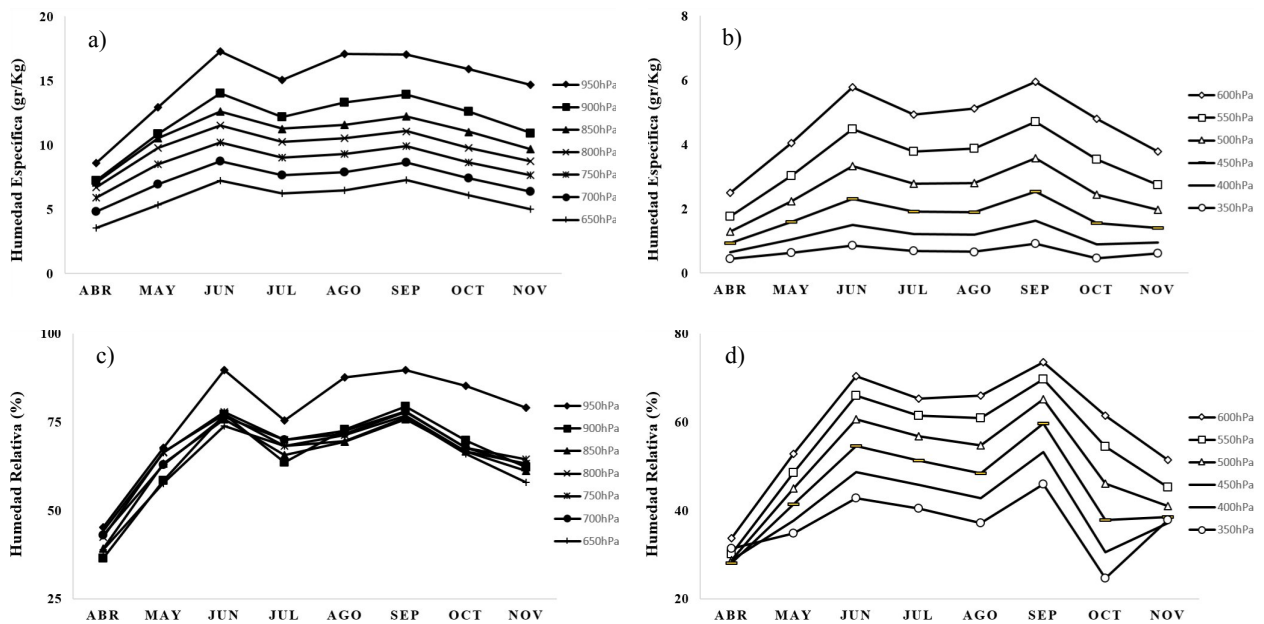


Figura 4.21. Promedio de área mensual de humedad específica (a y b) y humedad relativa (cy d) sobre la zona del pacífico para los niveles a) 950-650 hpa y b) 600-350 hpa.

El análisis general de la humedad específica y humedad relativa muestra como la Faja Volcánica Transmexicana pudiera estar influenciada por las zonas oceánicas en

distintos momentos a lo largo de todo el periodo de estudio y en distintas alturas en la atmósfera, ya que se puede observar en la figura 5.27a y 5.28a el primer máximo que se presenta en junio es más intenso en los niveles de 950hPa hasta los 700hPa, situación que también se presenta en los promedios del Pacífico (Fig.5.31a y 5.32a). Por otro lado, se puede observar cómo en septiembre, a partir de los 650hPa se presenta un máximo muy marcado en las dos variables (Fig.5.27b y 5.28b), este hecho se presenta en noviembre, a partir del mismo nivel y para ambas variables en la zona del Golfo como se muestra en las figuras 5.29b y 5.30b.

#### **4.5 Distribución espacial**

Diversos autores (Magaña et al. 1999, Anderson et al. 2019, Zermeño-Díaz. 2019, Perdigón-Morales et al. 2019) identifican la SMV como un mínimo en el registro de la precipitación acumulada (semanal o mensual) entre dos máximos. El inicio de la sequía se da entre los meses de junio y julio, el déficit en agosto y el segundo incremento en septiembre formando así un patrón en forma de “M” (Figura 4.22). Es importante destacar que la identificación del fenómeno no responde a valores umbrales, sino a una disminución de la variable por mínima que esta sea. En esta investigación se buscó identificar un comportamiento similar pero en la velocidad vertical ( $w$ ) bajo la premisa de que si  $w$  disminuye en intensidad el número de eventos convectivos también disminuirá y reflejándose en el comportamiento bimodal de la precipitación.

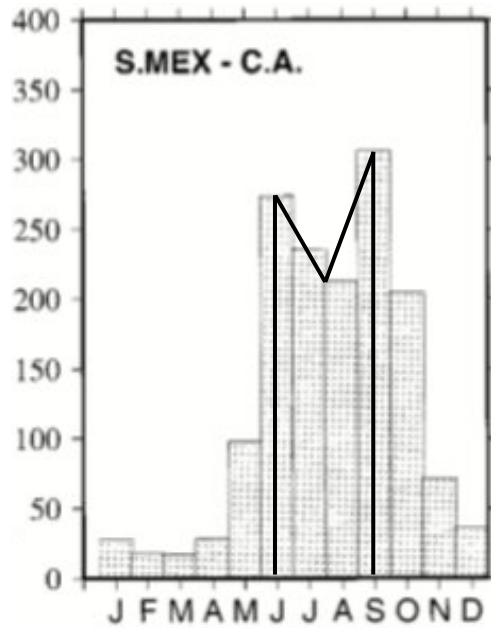


Figura 4.22. Identificación de la SMV y representación del patrón en forma de "M".  
Tomada de Magaña et al. (1999).

Para tener una idea de la distribución espacial de la Sequía de Medio Verano se realizaron 114 series de tiempo mensuales de "w", desde el nivel de 950 hPa hasta los 350 hPa, con una diferencia de 50 hPa entre cada nivel, espaciados cada 2° en dirección longitudinal y 0.5° latitudinal; los puntos seleccionados se muestran en la Figura 5.33. La identificación del fenómeno fue realizada considerando una disminución en la intensidad de w entre dos máximos. En color rojo se encuentran los puntos donde la SMV está presente y en negro los lugares en donde no lo está. De los 114 puntos, en 76 se observa el patrón en forma de "M", y representan el 66.6% del total, indicando que el fenómeno se encuentra establecido en la zona.

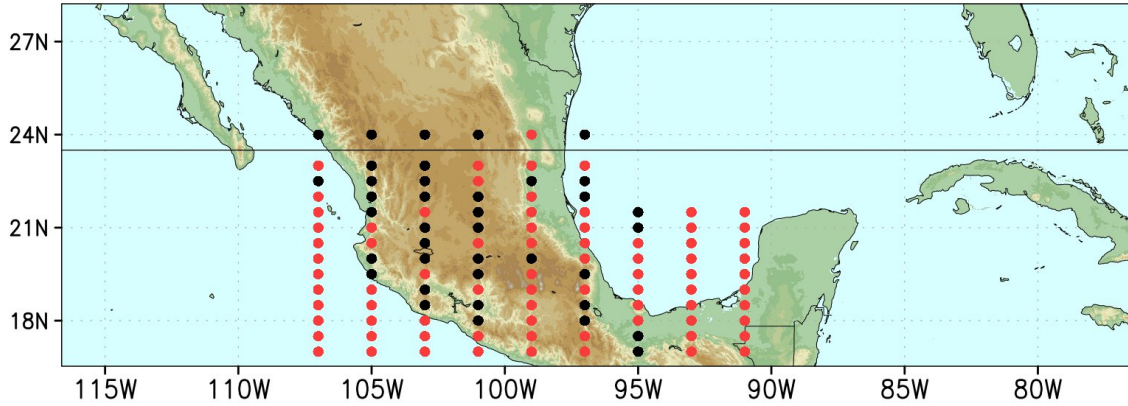


Figura 4.23. Dominio de estudio y puntos seleccionados para series de tiempo. en negro, los lugares donde no se presenta el comportamiento de la SMV, en rojo, zonas donde se presenta el patrón de la SMV.

El proceso de convección puede sintetizarse como aire más cálido que asciende hacia niveles superiores de la atmósfera transportando calor, este movimiento indica velocidad vertical positiva. Por otro lado, los movimientos descendentes de aire implican velocidades verticales negativas, que indicarían poco desarrollo de la actividad convectiva o su posible inhibición. En las series de tiempo de la Figura # se presentan máximos de velocidad vertical en los meses donde la precipitación también alcanza valores máximos, lo cual es concordante con el proceso de convección, además, se puede observar que la disminución en la precipitación para los meses de julio y agosto se relaciona con “w”, debido a la disminución de la intensidad e incluso en el cambio de dirección.



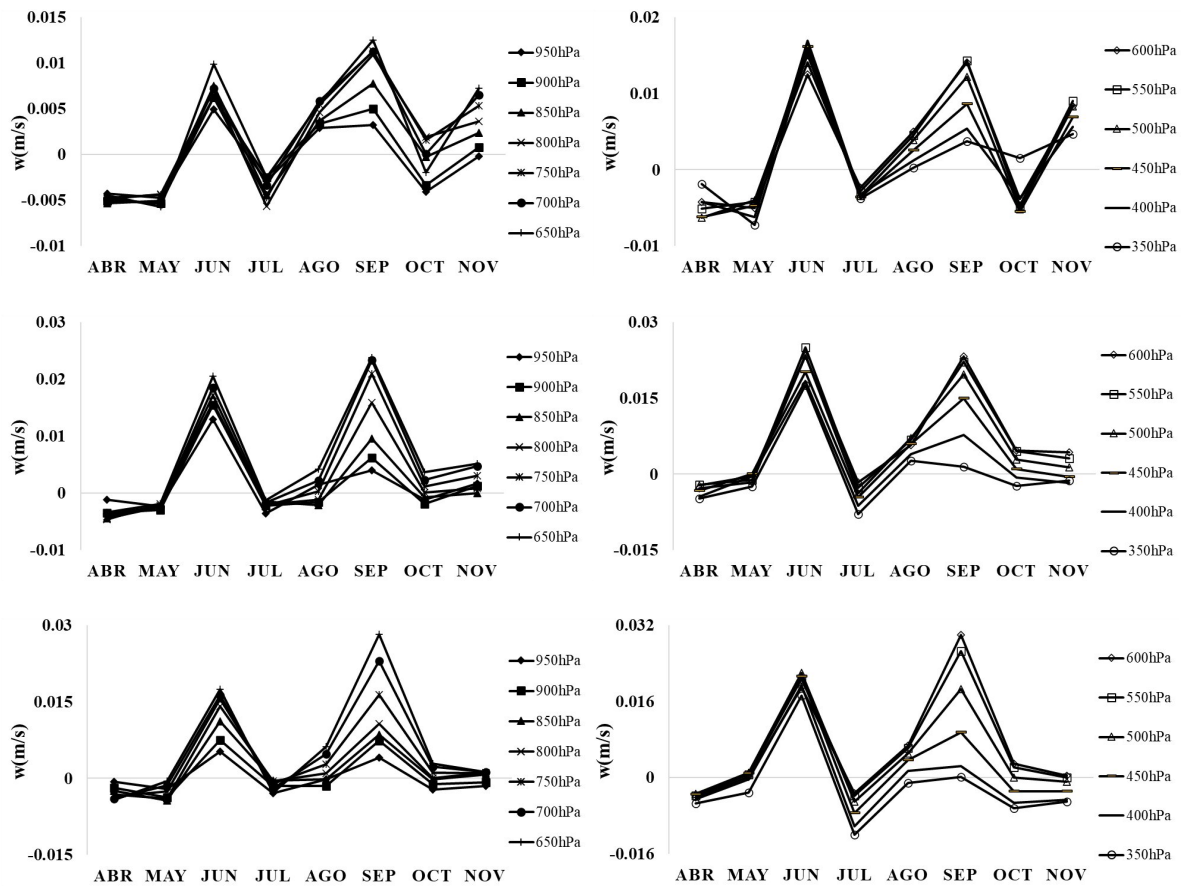


Figura 4.24. Series de tiempo para los puntos a)  $19^{\circ}\text{N}$ ,  $105^{\circ}\text{W}$  b)  $18^{\circ}\text{N}$ ,  $105^{\circ}\text{W}$  y c)  $17.5^{\circ}\text{N}$ ,  $105^{\circ}\text{W}$ .

En esta investigación, se consideró que mientras el mínimo de velocidad vertical no alcanzase valores negativos (cambio de dirección), la convección no es inhibida en su totalidad, es decir, el proceso es menos favorecido, indicando que podría tratarse de procesos convectivos de poca profundidad, los cuales tendrían un menor desarrollo en altura y en consecuencia una reducción en la cantidad de precipitación. Por otro lado, una segunda respuesta denotaría que los casos de eventos convectivos de gran profundidad continuaron existiendo, sin embargo, el número de estos se vio reducido durante esos meses.

El análisis de distintos mecanismos y su acoplamiento temporal-espacial ha sido recurrente en los trabajos de investigación de la SMV, en donde se analizan el comportamiento de mecanismos dinámicos y termodinámicos, sin embargo, las series de tiempo anteriores muestran que la velocidad vertical, a pesar de ser un mecanismo sumamente simple puede ser relacionado al origen de la SMV por el comportamiento que esta variable presenta.

La reducción en la entrada de radiación del Sol debido a la nubosidad ha sido la característica principal por la cual se reduce la actividad convectiva, al entrar menor radiación hay un menor calentamiento de la temperatura superficial del mar y por lo tanto no existe la formación de nubes. Sin embargo, el cambio en la dirección de la velocidad vertical, resultado de las series de tiempo, podría ser un factor importante por el cual la actividad convectiva se ve reducida, es decir, esta condición ocasiona que el proceso de la convección se vea completamente inhibido cuando el flujo descendente llega hasta la superficie.

Se conoce de la literatura que la sequía tiene distinta magnitud dependiendo del sitio donde se presente, además, la medida de la intensidad de este fenómeno se realiza tomando en cuenta a la precipitación. Por tal motivo, una vez que se estableció la identificación de la SMV, se planteó una forma de clasificar al fenómeno considerando las variaciones espaciales de intensidad en la velocidad vertical. Se realizó el promedio de todos los puntos del dominio en donde el patrón en forma de "M" estuviera presente. A este promedio se le aplicó la desviación estándar como parámetro para medir la magnitud del fenómeno, así el criterio para cuantificar al fenómeno quedó establecido como en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Criterio de clasificación de intensidad para la SMV.

CRITERIO	CLASIFICACIÓN
"w" sin patrón en forma de "M"	SIN SMV
"w" < Promedio - Des. est.	Menos intensa
Promedio - Des. est. < "w" < Promedio + Des. est.	Promedio
"w" + Promedio + Des. est.	Más intensa

El resultado de esta clasificación es el mapa de la figura #, se puede observar como el fenómeno se presenta de manera más intensa en los 97° oeste, las faldas de la Sierra Madre Oriental y cercanías a las llanuras costeras, las zonas con intensidad promedio se encuentran sobre la costa y en las porciones más interiores del océano, la menor intensidad del fenómeno se encuentra en latitudes cercanas a donde se presenta el Monzón de Norteamérica y en el interior del Golfo de México.

Un dato muy importante que se encontró, después de una revisión de literatura fue que, el SMN, realiza año con año, un reporte sobre el clima del país, en este documento realizan un mapa de intensidad de la Sequía de Medio Verano (Fig. 4.26), la distribución de la intensidad de este fenómeno, para el año 2014, no difiere mucho a la cuantificación que se realizó en esta investigación para el mismo año (Fig. 4.25), al menos en la porción continental. Los hallazgos de ambos trabajos serían de suma importancia debido al comportamiento y acoplamiento de todas las variables, indicando la relación entre la SMV y la velocidad vertical.

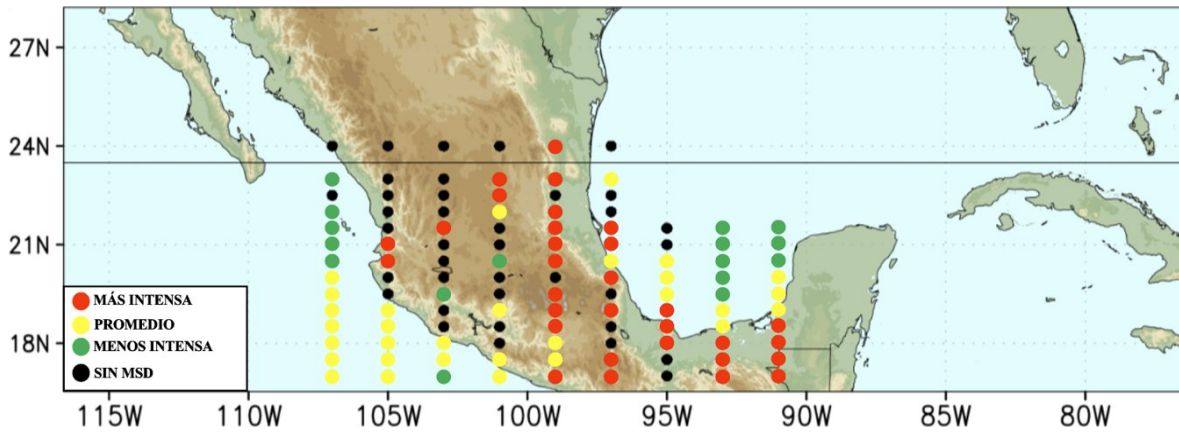


Figura 4.25. Mapa de intensidad con respecto a la velocidad vertical de la SMV para el año 2014.

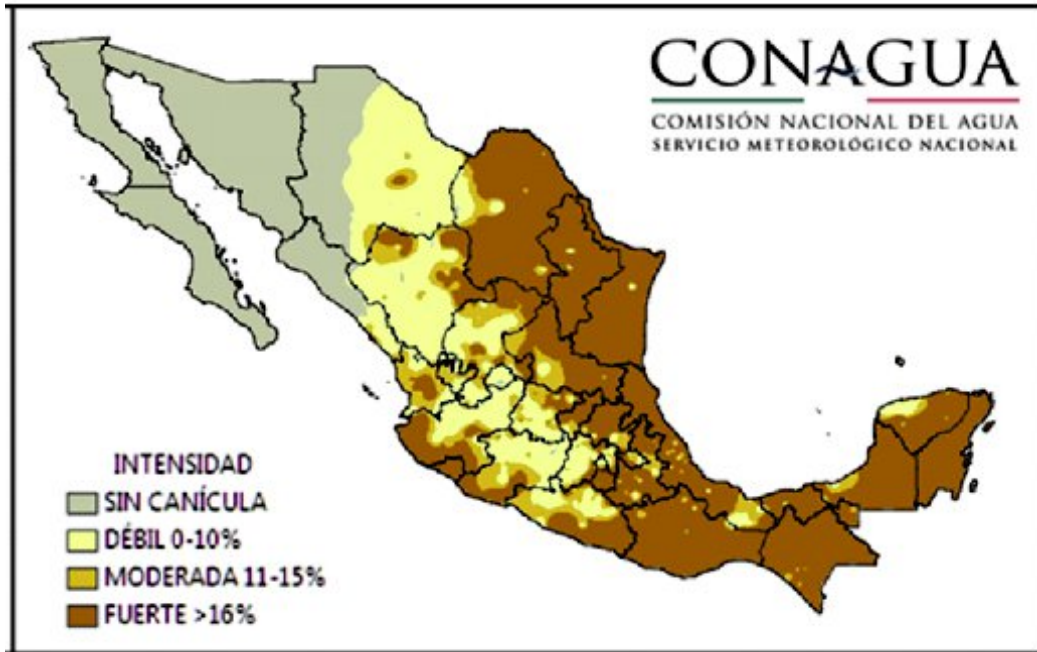


Figura 4.26. Mapa de intensidad en la república mexicana. tomada de conagua, 2014.

# CAPÍTULO V

## DISCUSIÓN

El entendimiento del fenómeno de la Sequía de Medio Verano es de suma importancia ya que este tiene repercusiones socioeconómicas en nuestro país. En esta tesis se aporta un nuevo mecanismo para mejorar o complementar la teoría existente acerca del origen de este fenómeno, mejorando el entendimiento de este. En este trabajo se investigó el efecto de la velocidad vertical sobre la precipitación y su distribución en nuestro país. Se indicó la relación de la Sequía de Medio Verano y la velocidad vertical debido al comportamiento temporal y espacial que ambas variables presentaron en este trabajo. Se observa que el análisis mediante series de tiempo de los promedios mensuales de área, resultan más reveladores que el análisis de cortes verticales, por otro lado, los mapas de velocidad vertical a distintos niveles de la atmósfera fueron de gran ayuda para delimitar zonas de mayor influencia de esta variable.

El análisis de la precipitación realizado sobre todo el dominio mostró la señal de la Sequía de Medio Verano, sin embargo, como se observó en este trabajo, este fenómeno no se presenta en la región noroeste de nuestro país, por ende, en este análisis se incluyó la señal del Monzón de Norteamérica y a pesar que la intensidad de este fenómeno es menor si tiene repercusiones el momento de visualizar la marcha de la SMV, principalmente por la distribución temporal desfasada que estos presentan en la temporada de lluvias. Al efectuar el mismo análisis sobre la velocidad vertical se pudo notar como esta variable no presentaba el comportamiento de la Sequía de Medio Verano, indicando que, a este nivel espacial, la velocidad vertical y la precipitación no pudieran tener relación. El hecho que, sobre todo el dominio, “w” no tenga un comportamiento similar a la SMV indica que existen otros factores, como el monzón de Norteamérica pudiera influenciar en mayor medida a esta variable debido a su poca intensidad.

Como el objetivo de este trabajo es comprobar la relación que existe entre la Sequía de Medio Verano y la velocidad vertical, el análisis anterior no resultó efectivo, por lo cual, los mapas de “w” a en distintos niveles proporcionaron una mejor perspectiva

en cuanto a las zonas en donde se relaciona con la SMV. Los 1000hPa mostraron la influencia de la topografía sobre el comportamiento de la velocidad vertical, donde esta variable parece seguir el patrón de terreno.

Al nivel de 500hPa la circulación vertical del viento fluye de manera más libre y los cambios conforme transcurren los meses son más notorios debido a la nula presencia de topografía esta altura que propicia la extensión de aire ascendente o descendente.

Únicamente se presentaron zonas aisladas en las que domina alguna de estas, principalmente sobre el océano en el mes de septiembre, en donde se establece una amplia zona de aire ascendente que indica el favorecimiento de la convección y la precipitación sobre la costa y el océano mismo. No obstante, sobre el continente está más presente la intermitencia entre ambas direcciones de la velocidad vertical, la cual es más intensa cerca de la superficie, indicando que el desarrollo de la convección no es tan profundo como en el océano y la inhibición de esta es más fuerte en los primeros niveles de la atmósfera.

Por otro lado, las zonas que fueron delimitadas muestran cómo, en promedio de área mensual, la velocidad vertical responde y se relaciona a la Sequía de Medio Verano, principalmente en las zonas del C2 y C-, debido a que sobre el océano y las costas es donde la velocidad vertical ascendente domina en junio y septiembre mientras que en julio-agosto el aire descendente se establece con mayor intensidad, dando como resultado el comportamiento de la SMV en esta variable. En la zona de la Faja volcánica Transmexicana, también se exhibe este comportamiento, el cual es favorecido por los océanos por los océanos adyacentes, principalmente por el Golfo de México, ya que, en la zona oeste, la cercanía de la sierra madre occidental con la costa juega un papel de barrera que impide una mayor extensión hacia dentro del continente por parte de la dirección de “w” que domina en la costa. Por otro lado, León-Cruz et al., (2019), mediante el análisis de medias mensuales de convección profunda y fracción de nube, de una base de datos de 10 años, logró identificar a la Sequía de Medio Verano en esta zona, siendo este un resultado que apoya lo encontrado en este trabajo, ya que la

convección profunda y la velocidad vertical tienen el mismo comportamiento para esta zona.

En cuanto a la humedad específica y relativa, en las tres zonas delimitadas, se nota como estas variables también exhiben máximos en los meses de junio y septiembre y mínimos en los meses de julio-agosto, la cual da como resultado el patrón de la SMV y acompaña a la velocidad vertical, ya que el hecho que en junio y septiembre la velocidad vertical positiva alcanza valores máximos esta situación indica proceso de convección y sumado al máximo en el contenido de humedad en la atmósfera, será un escenario favorable para la condensación y la precipitación. En julio-agosto, los mínimos de estas variables también se acoplan, dando como resultado la disminución de la precipitación, ya que la reducción de la humedad y el cambio de dirección en la velocidad vertical, propician la inhibición de la actividad convectiva y los resultados encontrados por León-Cruz et al. (2019), apoyan este escenario.

Desde el enfoque de la distribución temporal, de manera general, las variables analizadas se presentan de manera puntual a la temporalidad que exhibe la precipitación en presencia de la Sequía de Medio Verano, principalmente los promedios mensuales de la velocidad vertical y la humedad específica, siendo este otro indicio para relacionar el comportamiento de “w” con el de la precipitación porque pudo darse la situación que la velocidad vertical exhibiera el mismo comportamiento que la precipitación pero con algunas semanas/meses de desfase, sin embargo, el comportamiento de esta variable está acoplada de manera exacta con respecto a los máximos y mínimos que presenta la precipitación, además es acompañado con los patrones de la humedad específica, humedad relativa y la media de convección profunda (León et al., 2019), esta última para la Faja Volcánica Transmexicana.

En cuanto a la distribución espacial de la SMV (Fig.5.1), mediante la velocidad vertical, este fenómeno se presenta principalmente en las costas del océano Pacífico y el Golfo de México, además de la parte sur de nuestro país. En los océanos mejor se presentan los cambios de dirección en la velocidad vertical y el dominio de estos debido a la facilidad a la cual el proceso de convección y la

inhibición del mismo pueden llevarse a cabo ya que no existe algún factor que pueda influenciar de manera importante a la velocidad vertical, contrario a lo que sucede en lugares al interior del continente, ya que como se pudo observar en la sección de resultados, la topografía tiende a influenciar de manera importante a “w” impidiendo que se estableciera el dominio de aire ascendente o descendente sobre una porción importante del país. Por otro lado, la región sur, debido a ser la más angosta de la República Mexicana y tener cercanía con ambas porciones oceánicas ocasiona que los efectos de estos se presenten tierra adentro, dando como resultado el comportamiento de la SMV en la velocidad vertical.

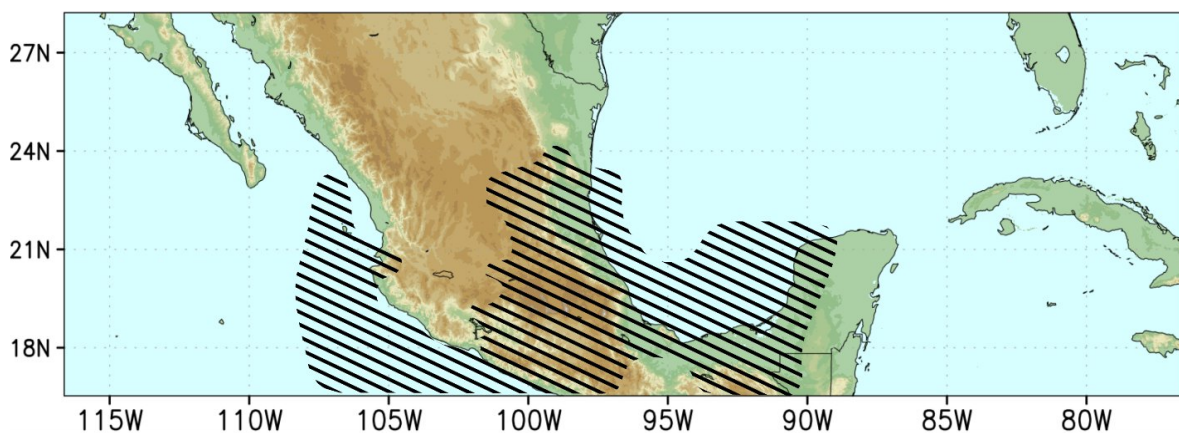


Figura 5.1. Distribución espacial de la Sequía de Medio Verano sobre el dominio de estudio.

El resultado del mapa de la figura 5.1 muestra que la Sequía de Medio Verano no está presente en la velocidad vertical para la porción centro-oeste de la Faja Volcánica Tansmexicana y de nuestro país, este resultado que parte del análisis puntual de “w” acompaña con lo visto en los mapas de velocidad vertical. La reducción del número de eventos convectivos para esta zona durante todo el periodo de estudio debido a la menor entrada de humedad sobre esta zona, la poca separación de la costa con sistemas montañosos importantes, son algunas circunstancias para las cuales podría darse la ausencia de la SMV para el año 2014.

En los meses cuando la Sequía de Medio Verano está presente la velocidad vertical del viento cambia de dirección, con respecto a los meses anteriores en donde el flujo ascendente dominaba en este periodo, sin embargo, en julio-agosto el flujo se



vuelve predominantemente descendente. Este cambio de dirección favorece la supresión del proceso de convección, sin embargo, la presencia de esta condición a distintos niveles de la atmósfera puede ocasionar que el proceso convectivo sea inhibido parcialmente o en su totalidad. Cuánto más cerca a la superficie llegue la velocidad vertical negativa, mayor será el efecto supresor, ya que impedirá el ascenso de aire caliente a niveles superiores.

La figura 5.2 muestra el porcentaje del nivel máximo alcanzado por “w” negativa en los meses de julio y agosto, en esta tabla se observa el alcance del efecto supresivo en el dominio de estudio, para el cual, el 30.7% el aire descendente alcanza el nivel de 950hPa, es decir el nivel más cercano a la superficie, indicando que dentro de la zona de estudio, los procesos convectivos son inhibidos en su totalidad en un mayor porcentaje, otro aspecto importante es que en más del 75% de la zona, la velocidad vertical negativa alcanza el nivel de 750hPa, lo que demuestra que los eventos convectivos son inhibidos en niveles muy cercanos a la superficie, propiciando su poco o nulo desarrollo vertical para este periodo del año 2014.

La distribución espacial del alcance de la velocidad vertical negativa (Fig.5.3) muestra un comportamiento de acuerdo con la topografía de nuestro país, ya que las zonas en las cuales el aire descendente alcanza el nivel de 950hPa (540m.s.n.m) a son principalmente los océanos, debido a que no hay condiciones orográficas que impidan o modifiquen el flujo de “w” y así pueda tener efectos supresivos que alcanzan la superficie, logrando en estas zonas la inhibición total de la convección.

Por otro lado, el 75% de las zonas en donde “w” tiene efectos supresivos cercanos a la superficie es en los océanos y en las llanuras costeras, lo cual podría deberse a dos factores, su poca o nula complejidad topográfica y la respuesta al calentamiento por parte de la porción continental. Como se mencionó, el alcance de la velocidad vertical negativa comienza a disminuir en altura conforme nos acercamos continente adentro.

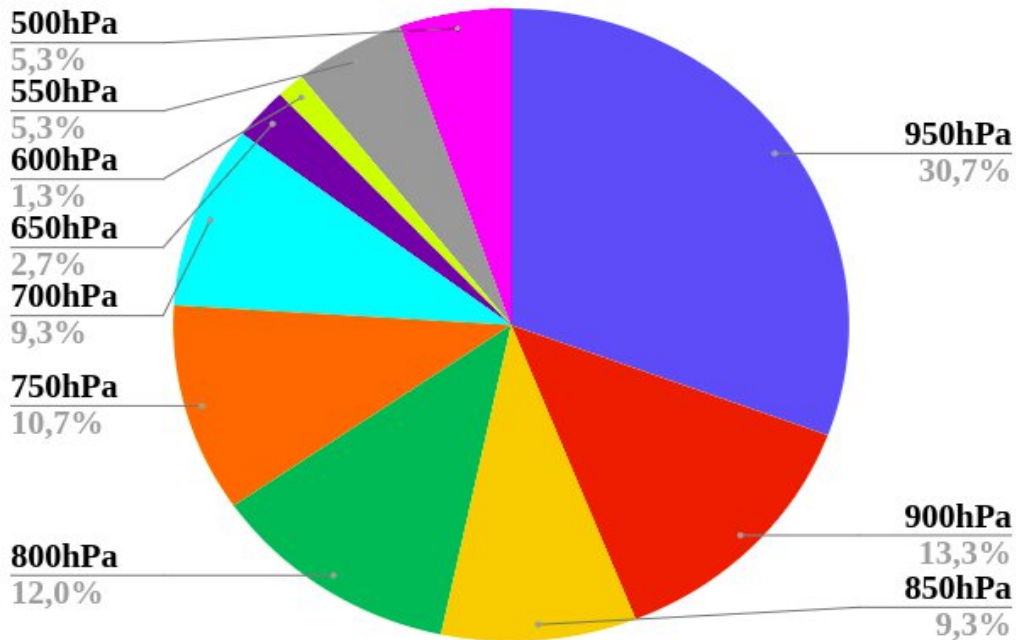


Figura 5.2. Porcentaje del nivel máximo alcanzado por la velocidad vertical negativa en los meses de julio-agosto.

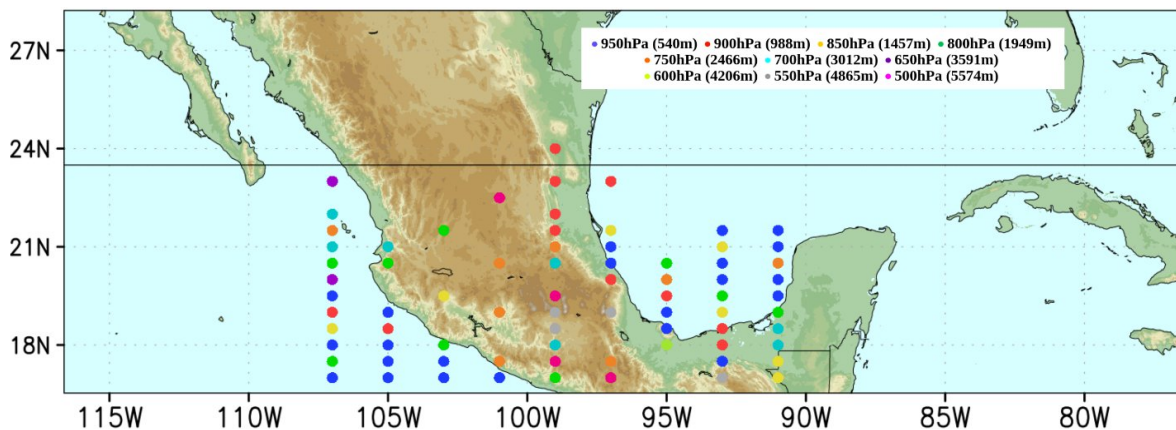


Figura 5.3. Distribución espacial del nivel máximo alcanzado por la velocidad vertical negativa en los meses de julio-agosto.

De acuerdo con Markowski (2010), las nubes de tormenta ordinarias, en su fase madura, alcanzan una altura de 12Km con un espesor que varía los 10-11Km, es decir, la base de la nube se encuentra aproximadamente a 1Km con respecto del suelo, por otro lado, la figura 5.4 muestra las alturas que alcanza la velocidad vertical negativa en los meses de julio-agosto, con respecto a la altura de la

topografía. En base a lo anterior, se puede corroborar que, en el dominio de estudio, el desarrollo convectivo es inhibido en su totalidad en un gran porcentaje, principalmente en el océano, ya que, “w” alcanza los 540m de altura, condición que evitaría por completo el desarrollo de nubes tormentas. Después se encuentran las llanuras costeras, en donde la velocidad vertical negativa alcanza alturas mayores, sin embargo, continúa suprimiendo proceso de convección, logrando evitar el desarrollo de nubosidad. En la parte continental y en algunas zonas del océano Pacífico es que “w” permanece en niveles más altos, no obstante, estas alturas impiden un completo desarrollo de las nubes, es decir, la velocidad vertical negativa suprime de manera parcial el desarrollo convectivo. El hecho que, de manera general, la velocidad vertical se establezca en niveles superiores dentro de la parte continental, en comparación al océano, indica que la respuesta del suelo al calentamiento propicia que el proceso convectivo sea suprimido de manera parcial y logre alcanzar mayor altura.

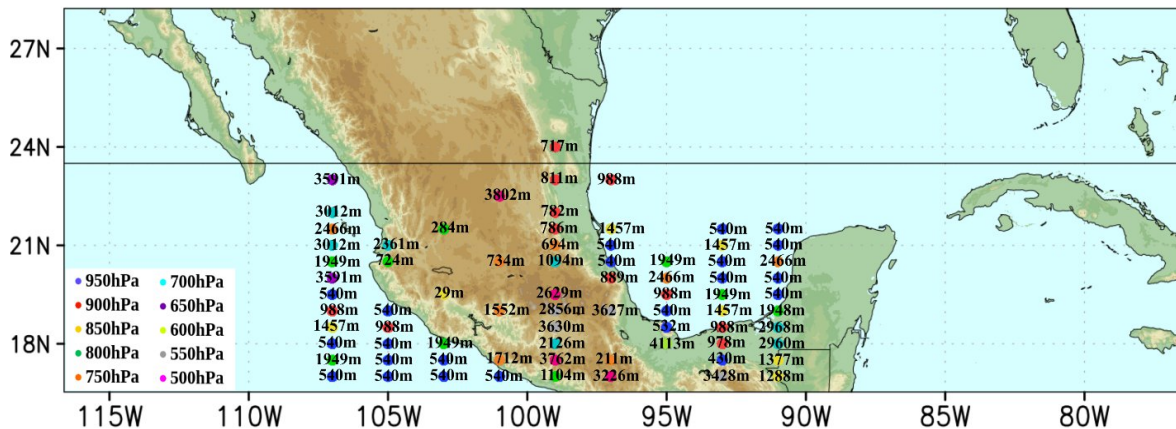


Figura 5.4. Altura con respecto al suelo alcanzada por la velocidad vertical negativa en los meses de julio-agosto.

La discusión y análisis de diversos mecanismos y el acoplamiento que estos presenten de manera temporal y espacial ha sido tema de investigación para dar explicación al origen de la SMV, como, por ejemplo, Magaña et al., (1999), en el cual plantea la sincronización de la temperatura superficial del mar y el jet de bajos niveles del Caribe. Small et al., (2007), plantea que otros mecanismos son los que dan origen a la Sequía de Medio Verano y resalta la influencia de la NASH y la ITCZ

para explicar el origen de este fenómeno, sin embargo, los resultados obtenidos muestran que la velocidad vertical, a pesar de ser una teoría simple, en la cual no participa alguna otra variable u otro mecanismo, puede tener conexión al origen de la SMV debido a la manera en que esta variable se presentó en este trabajo.

El inicio de la SMV puede explicarse mediante efectos supresivos de la velocidad vertical y no únicamente por el desplazamiento hacia el oeste de la zona convectiva debido al CLLJ como lo menciona Herrera et al. (2014). Por otro lado, la poca entrada de radiación a causa de la gran nubosidad ha sido un factor señalado por el cual la actividad convectiva se ve aminorada, la poca entrada de radiación ocasiona un calentamiento menor de la temperatura superficial del mar y por consiguiente la formación de nubes se ve afectada, sin embargo, los resultados alcanzados muestran que un cambio de dirección en “w” podría ser un elemento preciso por el cual la actividad convectiva se ve disminuida, en otras palabras, la presencia de aire descendente desde niveles superiores de la atmósfera hasta la superficie, este aire es más frío y seco que el aire que se encuentra en niveles bajos, esto origina que la convección sea inhibido en su totalidad cuando el aire descendente alcanza la superficie.

El fenómeno de la Sequía de Medio Verano es un evento climatológico el cuál se da por finalizado cuando ocurre el segundo máximo en la precipitación, que normalmente se presenta en septiembre y además, es mayor que el primer máximo, esta característica ha sido atribuida a la presencia de ciclones y ondas tropicales, los cuales al entrar a tierra dejan importantes cantidades de precipitación, sin embargo, como se pudo apreciar en los resultados, el segundo máximo en la velocidad vertical también es mayor que el primero, indicando que no sólo la entrada de otros fenómenos meteorológicos a nuestro país son los responsables del incremento en la precipitación sino que, la velocidad vertical positiva debido a la convección, también tendría un rol importante junto con los fenómenos ya mencionados para que el segundo máximo en la precipitación sea mayor a causa del aporte convectivo y al no convectivo.

Los resultados indican la relación de “w” y la SMV, sin embargo, para el alcance de este trabajo no fue posible esclarecer de manera importante las causas del comportamiento de la velocidad vertical, ya que puede ser respuesta a la variabilidad de otras componentes de la atmósfera. Pudiendo ser la intensificación del flujo ascendente de la celda de Hadley, debido a la mayor entrada de radiación en la zona ecuatorial, ocasionando que en latitudes subtropicales sea más intenso el flujo descendente en los meses de julio-agosto. Por otro lado, la convergencia de vientos de niveles medios pudiera ser otro factor a considerar para tener un mejor entendimiento al comportamiento de “w”, además, se debería tomar en cuenta las implicaciones que pudieran tener los desplazamientos temporales que tienen las altas semipermanentes en el hemisferio norte.

# CAPITULO VI

## CONCLUSIONES

La Sequía de Medio Verano es un evento climatológico que se presenta en la mayor parte de nuestro país año tras año, con distinta intensidad y duración. Si bien su origen ha sido estudiado durante muchos años, desde perspectivas de la dinámica y termodinámica de la atmósfera. Para estudiar este fenómeno, particularmente del año 2014, desde un aspecto dinámico como lo es la velocidad vertical del viento, se utilizó la modelación numérica de la atmósfera. Las conclusiones de este trabajo, a partir del análisis de la velocidad vertical y su relación con la Sequía de Medio Verano se resumen a continuación:

La Sequía de Medio Verano se da por finalizada cuando ocurre el segundo máximo en la precipitación, el cual es mayor que el primer máximo; característica que ha sido atribuida a la presencia de eventos tropicales, los cuales dejan importantes cantidades de precipitación, sin embargo, el segundo máximo en la velocidad vertical también es mayor, indicando que “w” positiva debido a la convección, juega un papel importante para que el segundo máximo en la precipitación sea mayor.

El panorama brindado por los mapas de “w”, permitió tener una idea más clara de cómo la velocidad vertical se comporta de manera temporal y espacial, tanto en superficie como en altura, siendo que, en los primeros niveles, la velocidad vertical tiene un patrón que responde mucho a las características topográficas de nuestro país y en altura, fuera de la presencia de la topografía compleja, “w” tiene un comportamiento más libre.

La SMV se encuentra mejor definida en la velocidad vertical mediante las zonas delimitadas, aunque las tres zonas se comporten de distinta forma entre ellas, el acoplamiento temporal que presenta con respecto a la precipitación indica la relación existente entre ambas variables.

Las variables húmedas presentaron acoplamiento temporal con la velocidad vertical, indicando que la reducción del contenido de humedad en la atmósfera

sumado al cambio de dirección de la velocidad vertical en los meses de julio-agosto, propicia la reducción de eventos convectivos, lo cual resulta en el déficit de precipitación presente en esos meses.

No se presenta dominio total de aire ascendente o descendente en alguna latitud o longitud específica. A lo largo y ancho del dominio se presenta alternancia de ambas direcciones de la velocidad vertical en todo el periodo de estudio, sin embargo, sobre el océano Pacífico y el Golfo de México, se establece el dominio de aire ascendente, indicando que la convección está presente.

El análisis de la velocidad vertical en puntos específicos permitió establecer con mayor precisión las zonas en donde la SMV está presente y a partir de qué región comienza a notarse la presencia de otro fenómeno como lo es el Monzón de Norteamérica.

La señal de la Sequía de Medio Verano es mayormente identificable mediante el promedio mensual, ya que, de forma diaria la variable oscila de manera considerable, impidiendo identificar de buena forma la existencia del fenómeno de forma puntual o en área mayor, esto puede indicar que existe la necesidad de calcular anomalías para definir de mejor manera a “w”.

La velocidad vertical suprime totalmente el proceso convectivo en las llanuras costeras y el océano en los meses de julio-agosto, ya que el descenso de aire está presente a una altura cercana a la superficie mientras que, sobre el continente, la convección tiene un mayor desarrollo con respecto a las zonas bajas, ya que, “w” permanece a alturas mayores, sin embargo, ambas condiciones propician el déficit de precipitación.

Este es un trabajo que sienta las bases sobre un nuevo mecanismo que pueda explicar o complementar nuestro entendimiento acerca de la Sequía de Medio Verano y los distintos componentes que este fenómeno presenta. Aún queda investigación por realizar, por ejemplo, sobre cómo explicar el origen de la subsidencia que acompaña al déficit de precipitación, en resumen, la variabilidad

de “w”, sin embargo, el comportamiento mostrado por las variables en este trabajo, indica un buen comienzo.



## REFERENCIAS

- Anderson, T. G., Anchukaitis, K. J., Pons, D., & Taylor, M. (2019). Multiscale trends and precipitation extremes in the Central American Midsummer Drought. *Environmental Research Letters*, 14(12), 124016.
- Coll, A. (2007). *Nuevo Atlas Nacional de México*. México, df: Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)–Instituto de Geografía.
- CONAGUA. (2014). *Reporte del clima en México*.
- CORTEZ VAZQUEZ, MIGUEL. (2000). Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central. *Atmósfera*, 13(2), 95-108.
- Díaz-Padilla, G., Sánchez-Cohen, I., Quiroz, R., Garatuza-Payán, J., Watts-Thorp, C., Cruz-Medina, I. R., & Guajardo-Panes, R. A. (2011). Variación espacio-temporal de la precipitación pluvial en México: una aproximación a la evaluación de impactos. *Tecnología y ciencias del agua*, 2(4), 51-64.
- Donald, C., (2009). *Meteorology Today: An introduction to Weather, Climate, and The Environment*. Belmont CA, United States of America.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665-1677.
- Duda, M. (2011). *The WRF Preprocessing System: Description of General Functions*. Joint NCAR-NCAS WRF Tutorial, Edinburgh, Scotland. URL <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201001/WPS-general.pdf>.
- Fiehn, A. (2017). Schematic of the Hadley circulation. Abbreviations: TTL-Tropical tropopause layer, ITCZ Intertropical convergence zone. [Figura]. Recuperado de [https://www.researchgate.net/figure/Schematic-of-the-Hadley-circulation-Abbreviations-TTL-Tropical-tropopause-layer\\_fig1\\_322886947](https://www.researchgate.net/figure/Schematic-of-the-Hadley-circulation-Abbreviations-TTL-Tropical-tropopause-layer_fig1_322886947)
- Frierson, D. M., Lu, J., & Chen, G. (2007). Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophysical Research Letters*, 34(18).

Fu, Q., Johanson, C. M., Wallace, J. M., & Reichler, T. (2006). Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements. *Science*, 312(5777), 1179-1179.

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 1–21.

Gamble, D. W., Parnell, D. B., & Curtis, S. (2008). Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.1600>.

García Amaro de Miranda, Enriqueta. (2003). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones geográficas*, (50), 67-76.

Hartmann, D. L. (2015). *Global physical climatology* (Vol. 103). Newnes.

Herrera, E., Magaña, V., & Caetano, E. (2015). Air-sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.4077>

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI (2017). *Anuario estadístico y geográfico de los Estados Unidos Mexicanos*. Aguascalientes, Ags: INEGI.

Johanson, C. M., & Fu, Q. (2009). Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *Journal of Climate*, 22(10), 2713-2725.

Karnauskas, K. B., Seager, R., Giannini, A., & Busalacchi, A. J. (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmosfera*. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(13\)71075-0](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(13)71075-0)

Li, W., Li, L., Ting, M., & Liu, Y. (2012). Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. *Nature Geoscience*, 5(11), 830-834.

López de Llergo, Rita. (2003). Principales rasgos geográficos de la República Mexicana. *Investigaciones geográficas*, (50), 26-41.

Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577–1588. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2)

Magaña, V., & Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021033>

Maldonado, T., Rutgersson, A., Alfaro, E., Amador, J., & Carlsson, B. (2016). Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. In 3rd International ENSO Conference on Bridging the Gaps between the Global ENSO Science and the Regional Processes-Extremes and Impacts, NOV 12-14, 2014, Guayaquil, Ecuador (pp. 35-50).

Méndez, M., & Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23(5), 1175-1188.

Miyamoto, Y., Kajikawa, Y., Yoshida, R., Yamaura, T., Yashiro, H., & Tomita, H. (2013). Deep moist atmospheric convection in a subkilometer global simulation. *Geophysical Research Letters*, 40(18), 4922-4926.

Mosiño, A. P., and E. García, 1966: Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. *Proc. Conf. Reg. Latinoamericana Unión Geogr. Int.*, 3, 500–516.

Mosiño, P., & García, E. (1968). Evaluación de la sequía intraestival en México. *Esc. Nal. de Agricultura. Chapingo*.

Mosiño, P., and E. García, 1974. The climate of Mexico. *World Survey of Climatology*, Vol. 11, *Climates of North America*, R. A. Bryson and F. K. Hare, Eds., Elsevier, 345-404.

Nguyen, H., Evans, A., Lucas, C., Smith, I., & Timbal, B. (2013). The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and change. *Journal of Climate*, 26(10), 3357-3376.

Peralta-Hernández, A. R., Barba-Martínez, L. R., Magaña-Rueda, V. O., Matthias, A. D., & Luna-Ruíz, J. J. (2008). Temporal and spatial behavior of temperature and precipitation during the canícula (midsummer drought) under El Niño conditions in central México. *Atmosfera*, 21(3), 265–280.

Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Pérez, P. O., & Barrett, B. S. (2018). The midsummer drought in Mexico: perspectives on duration and intensity from the CHIRPS precipitation database. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2174-2186.

Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Barrett, B. S., & Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico: MJO influence on the midsummer drought. *Journal of Climate*, 32(8), 2313-2327.

Rauscher, S. A., Giorgi, F., Diffenbaugh, N. S., & Seth, A. (2008). Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 31(5), 551-571.

Schneider, T. (2006). The general circulation of the atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34.

Skamarock, W. C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang y J. G. Powers., 2008: A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note TN-468+STR, 133 pp.

Small, R. J. O., de Szoek, S. P., & Xie, S. P. (2007). The Central American midsummer drought: Regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI4261.1>

Tejeda, A., (2018). Humedad en la atmósfera: Bases físicas, instrumentos y aplicaciones. Colima, Col. México.

Vázquez, M. C. (1999). Marcha anual de la actividad convectiva en México. *Atmósfera*, 12(2).

Wauchope, R. (1964). Handbook of Middle American Indians, Volume 1: Natural Environment and Early Cultures (Vol. 1). University of Texas Press.

Webster, P. J. (2004). The elementary Hadley circulation. In *The Hadley Circulation: present, past and future* (pp. 9-60). Springer, Dordrecht.

Whiteman, C.D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.

Yan Y.Y. (2005) Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In: Oliver J.E. (eds) *Encyclopedia of World Climatology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht.

Zepeda, R. V. (2005). *Las regiones climáticas de México 1.2. 2* (Vol. 2). Unam.

Zermeño-Díaz, D. M. (2019). The Spatial Pattern of Midsummer Drought as a Possible Mechanistic Response to Lower-Tropospheric Easterlies over the Intra-Americas Seas. *Journal of Climate*, 32(24), 8687-8700.

# APÉNDICE A

## CORTES VERTICALES LONGITUDINALES Y LATITUDINALES

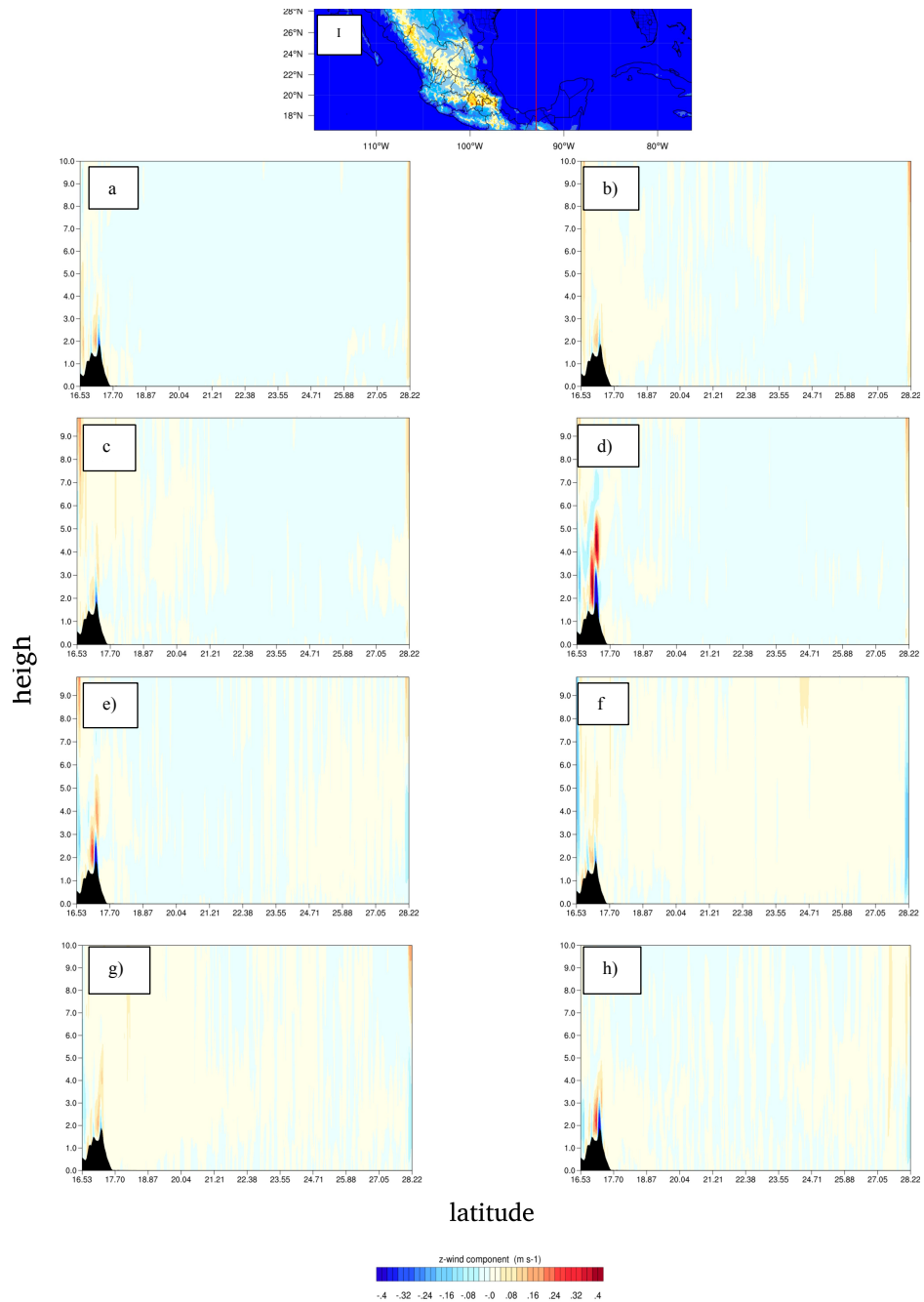


Figura A.1. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 93° oeste.

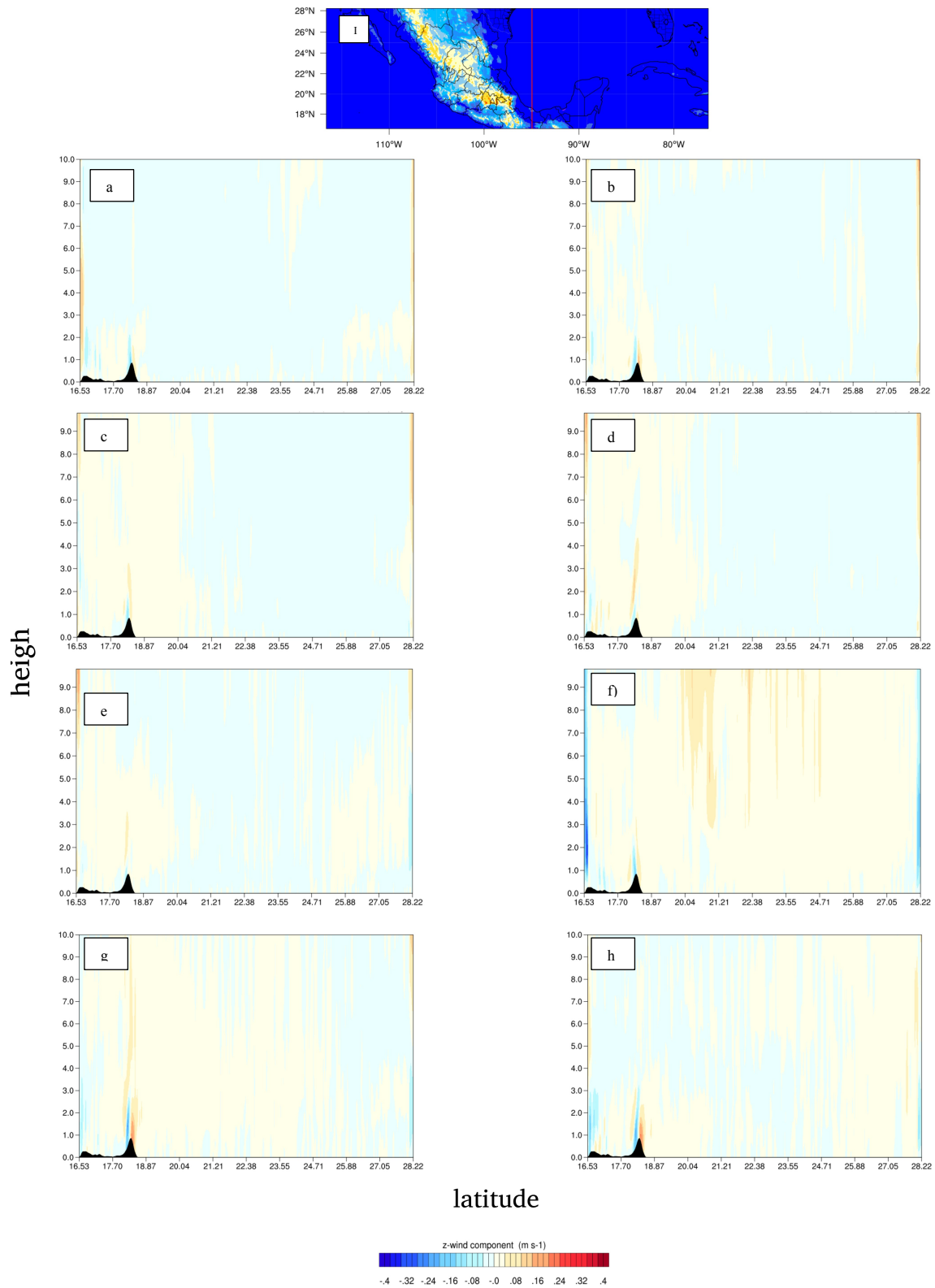


Figura A.2. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 95° oeste.

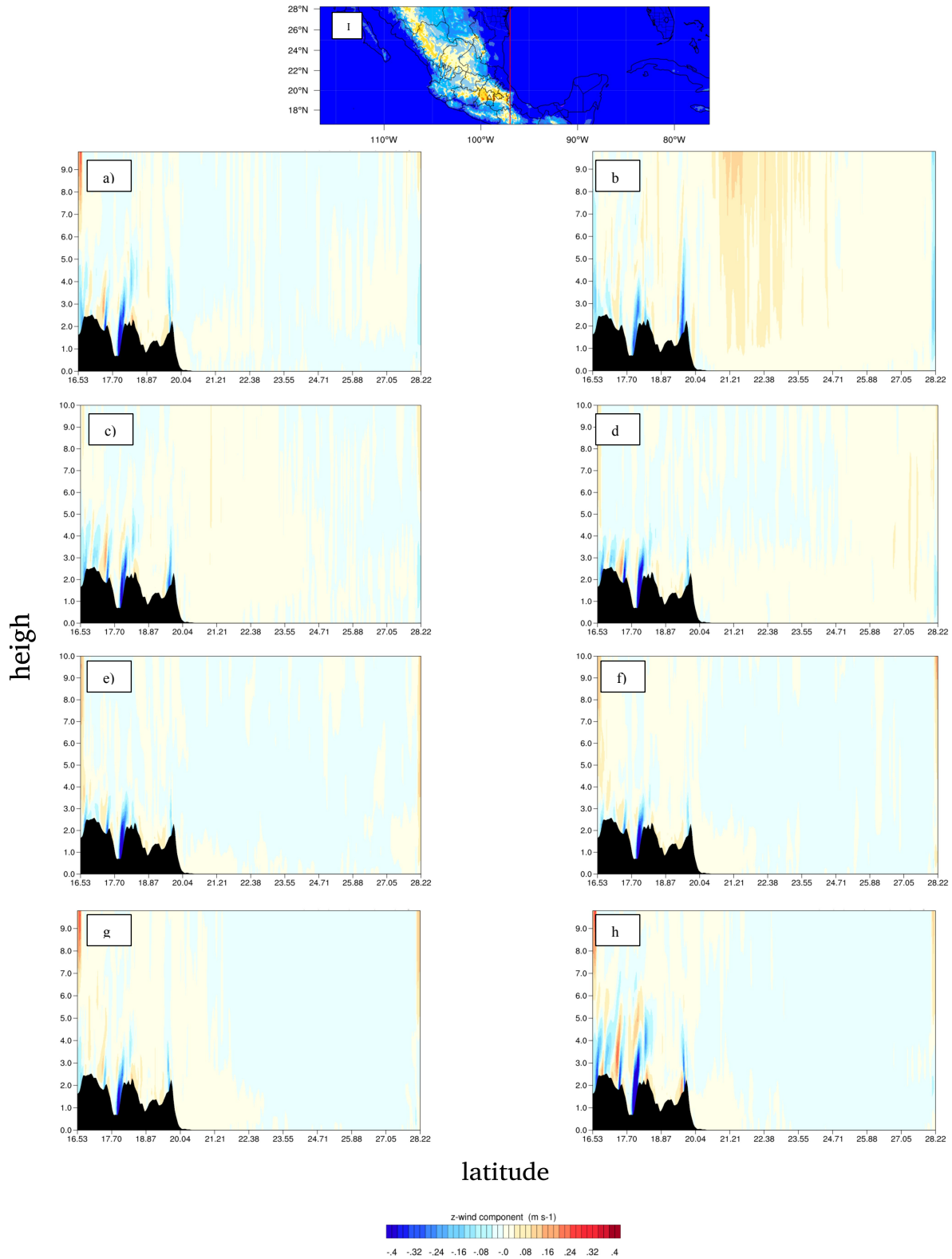


Figura A.3. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 97° oeste.



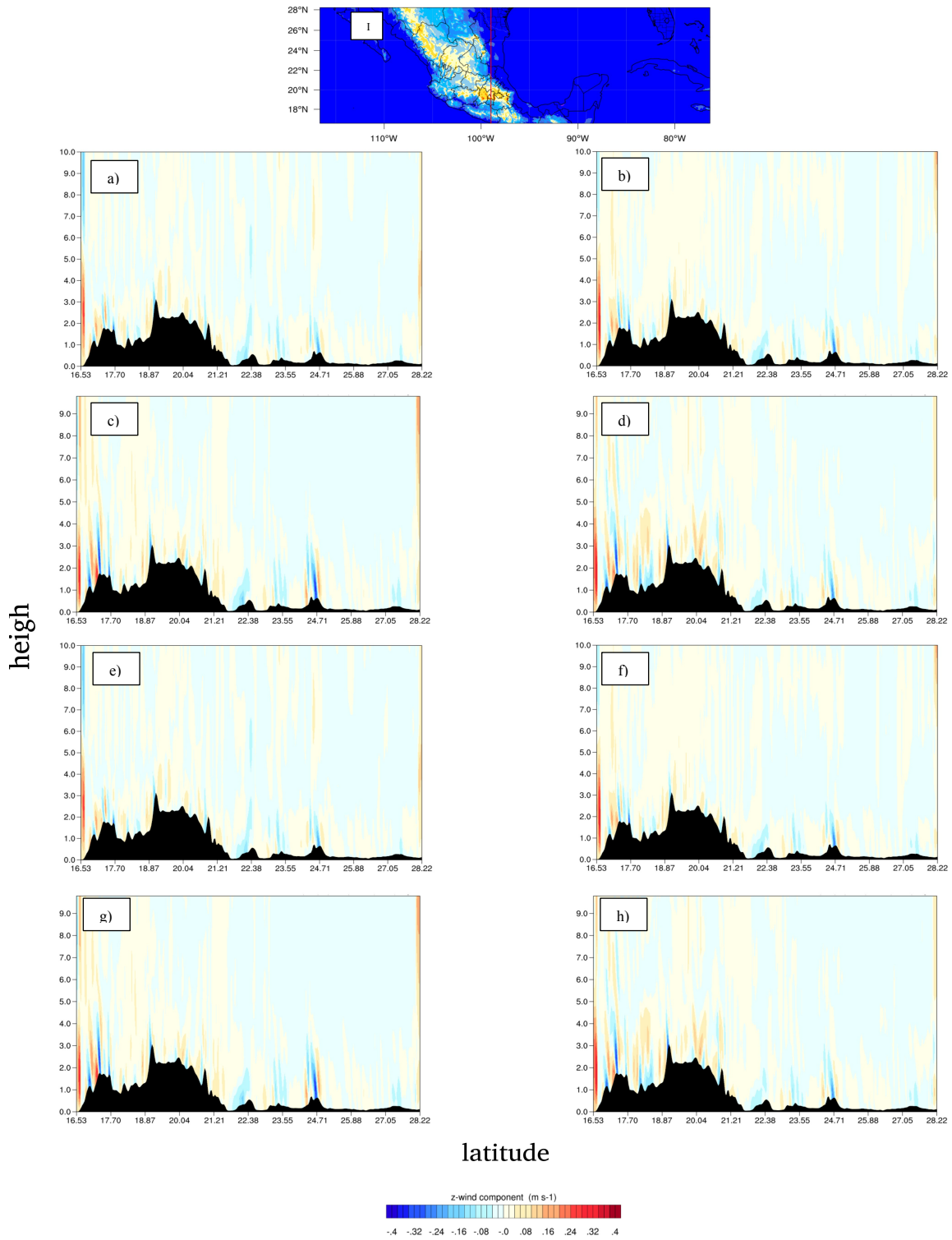


Figura A.4. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 99° oeste.

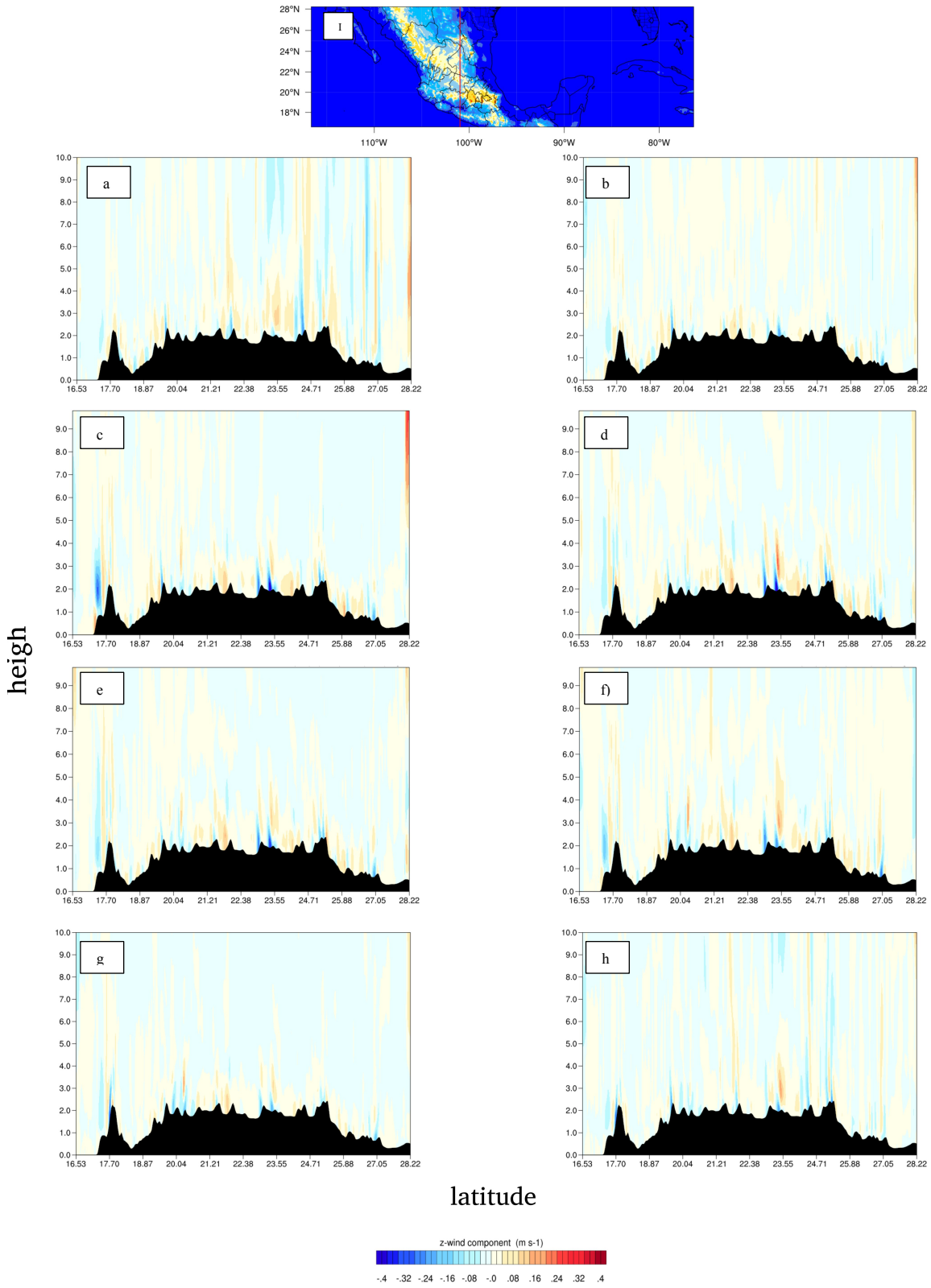


Figura A.5. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 101° oeste.

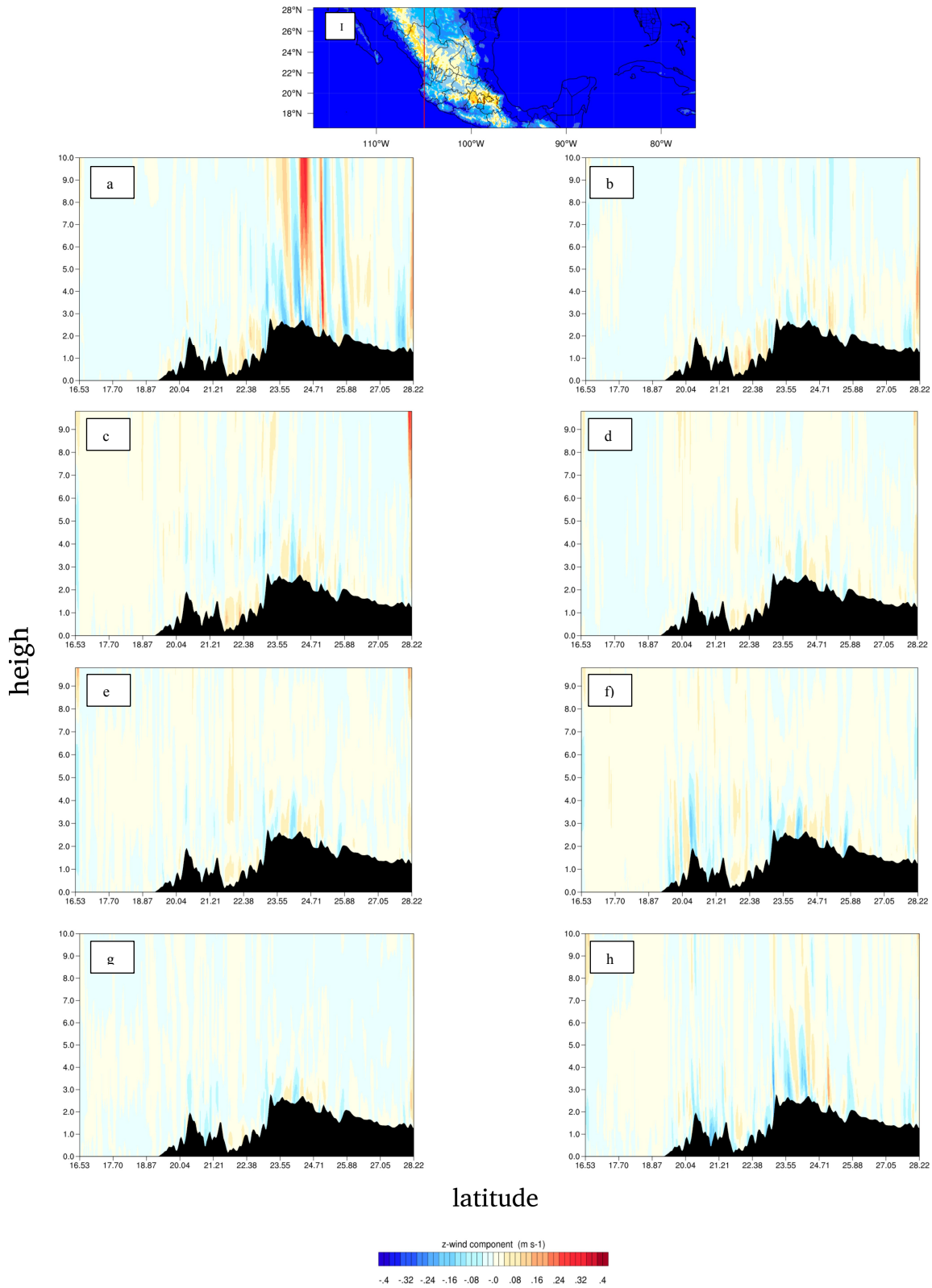


Figura A.6. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 105° oeste.

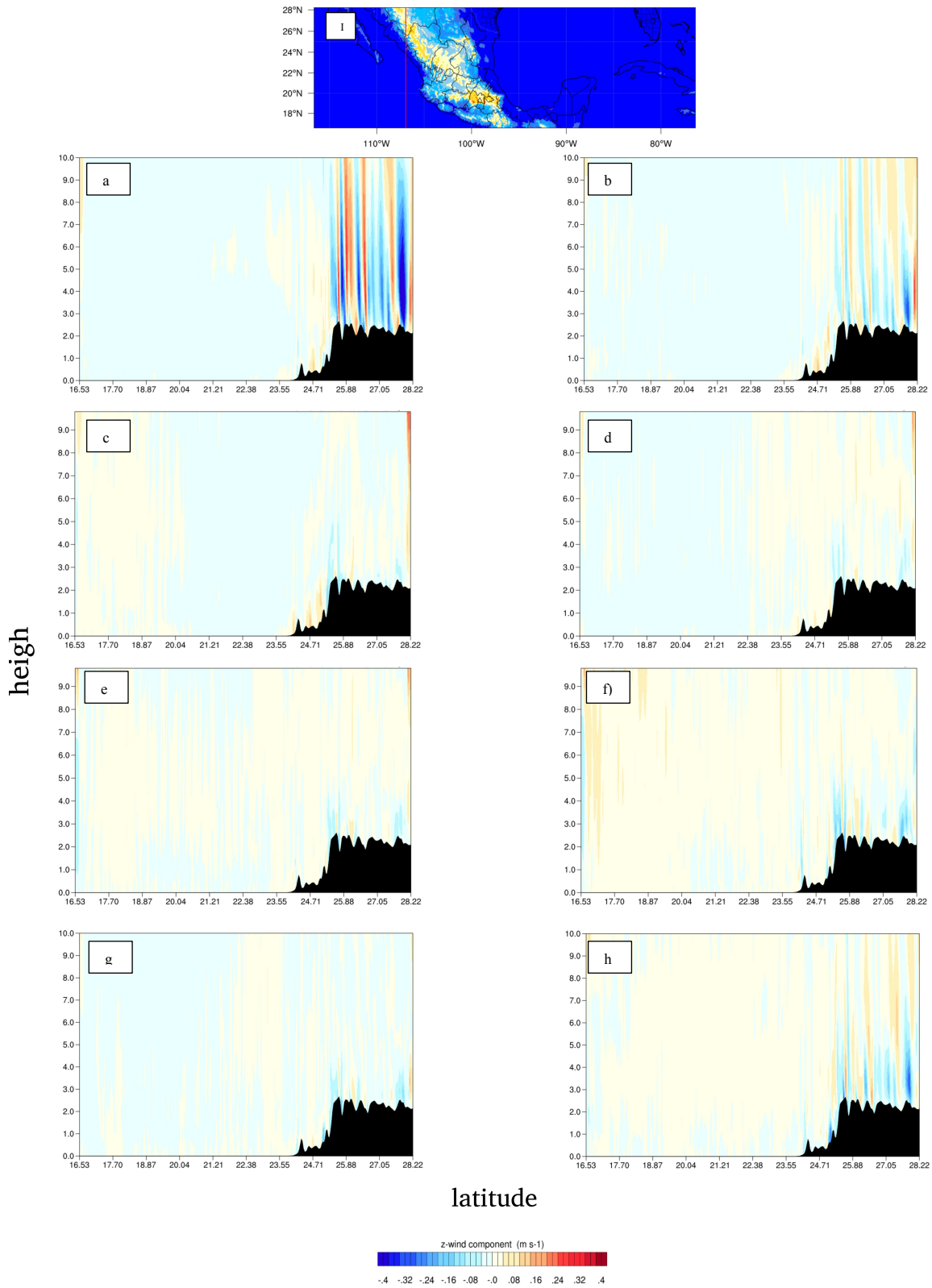


Figura A.7. Corte longitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 107° oeste.

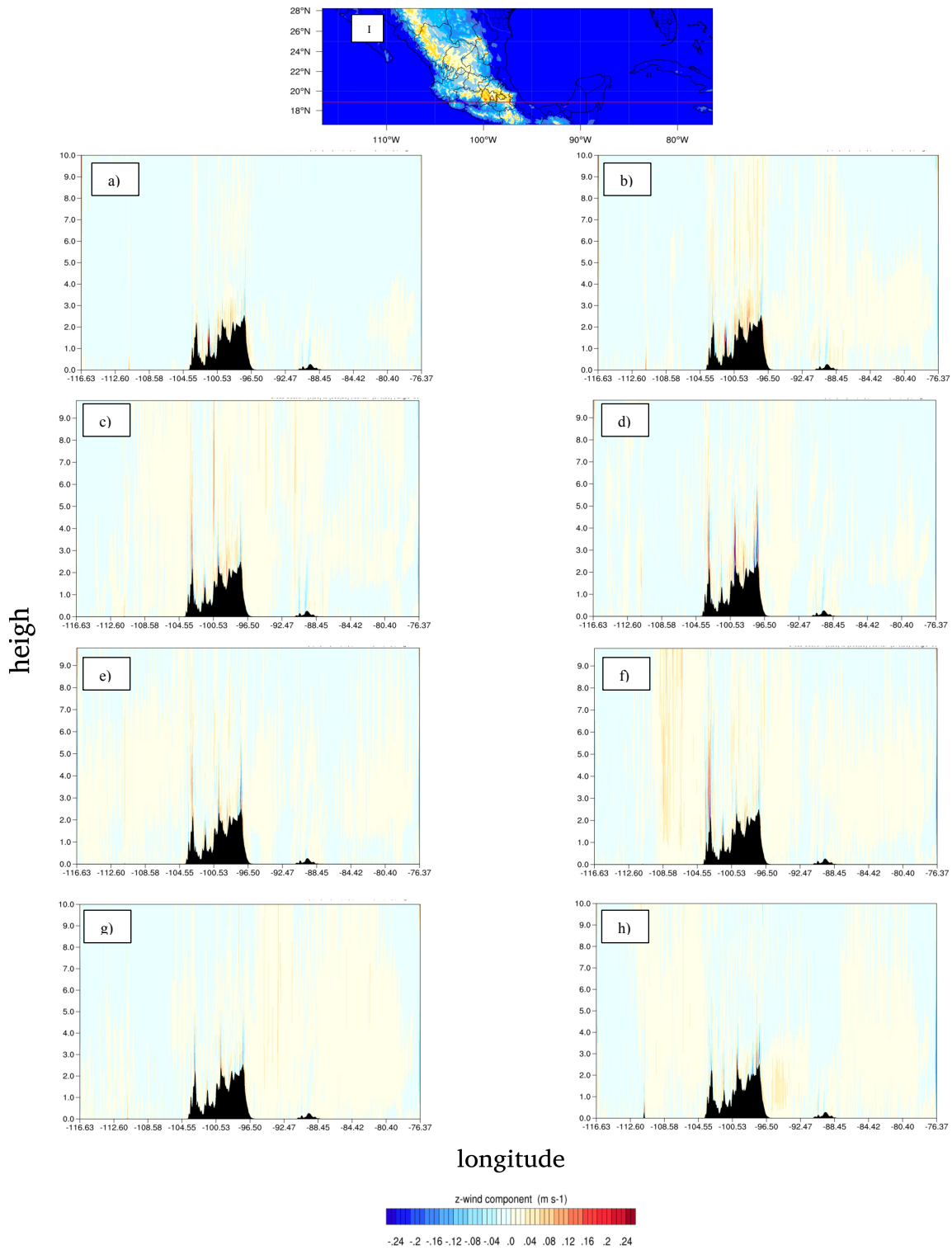


Figura A.8. Corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 18.8° norte.

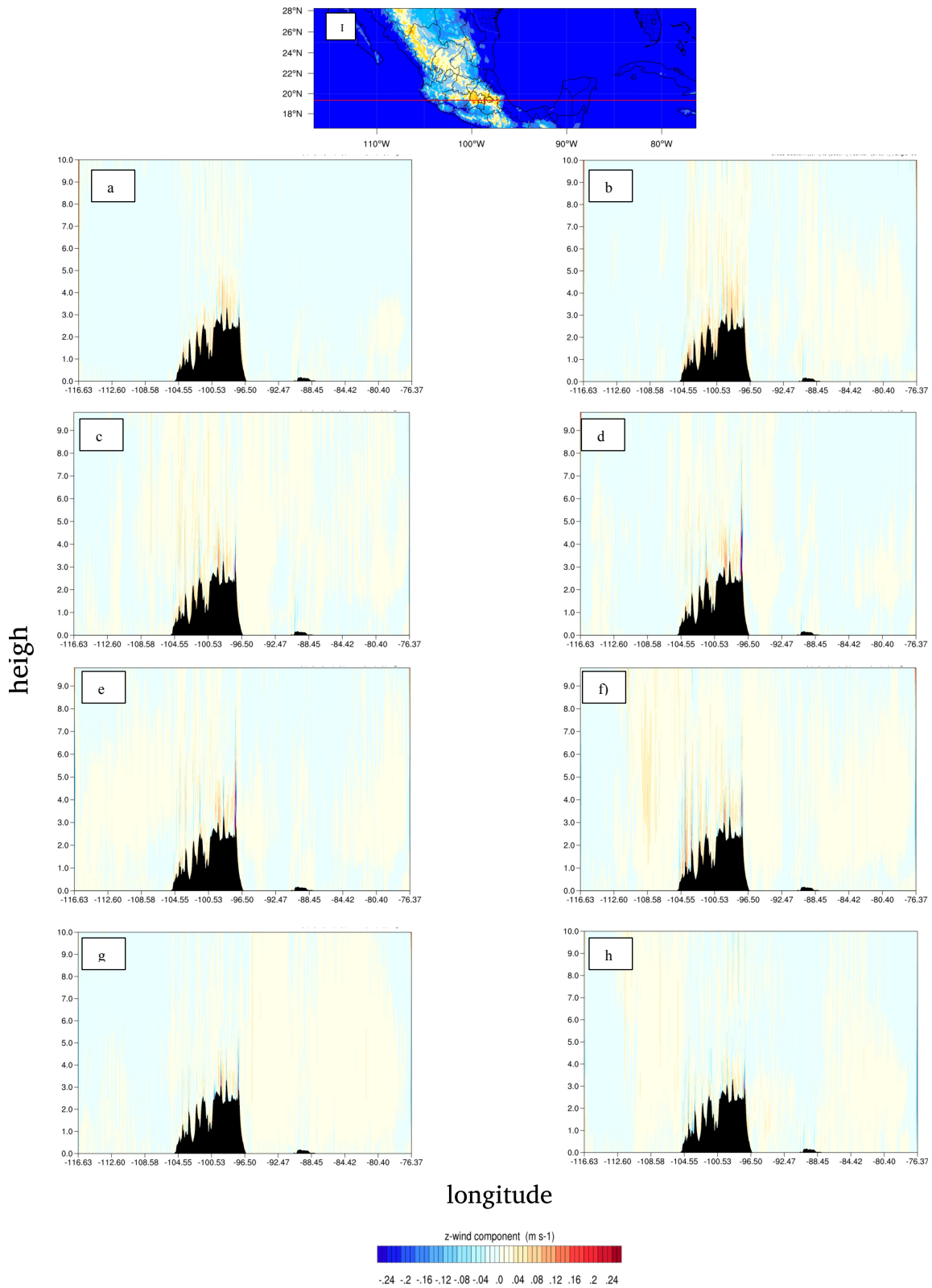


Figura A.9. Corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 19.3° norte.



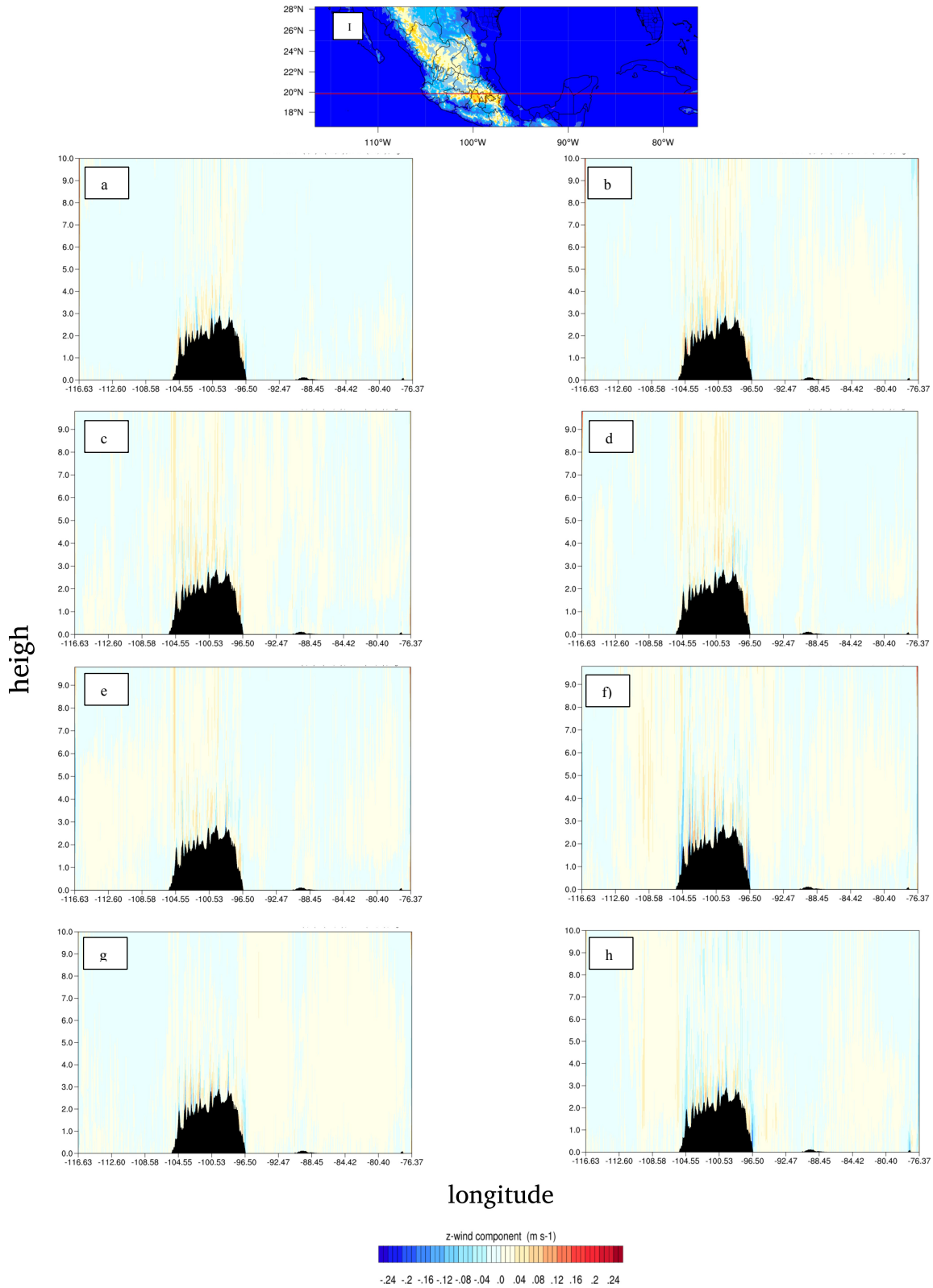


Figura A.10. corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 19.8° norte.

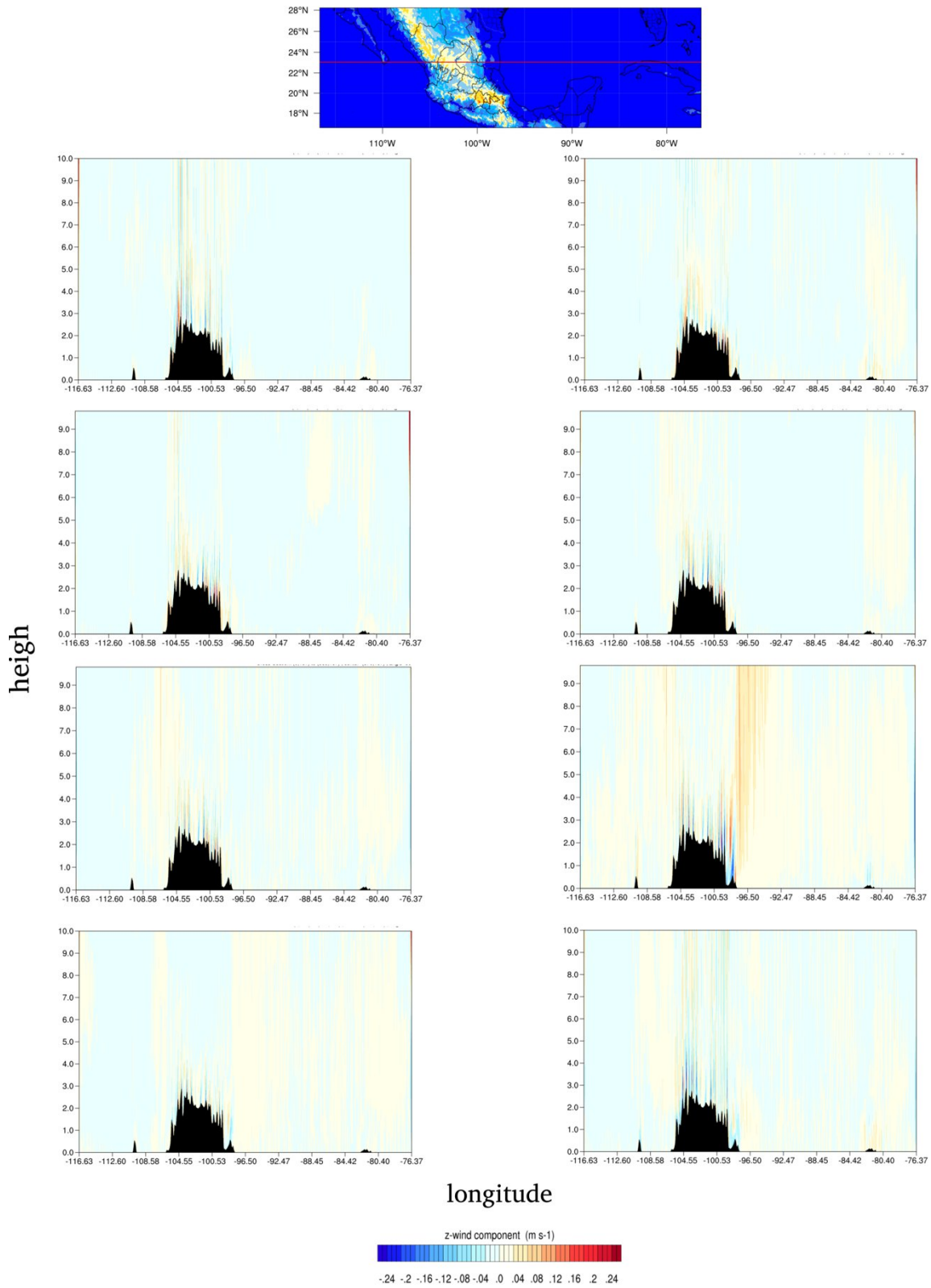


Figura A.11. Corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 23° norte.



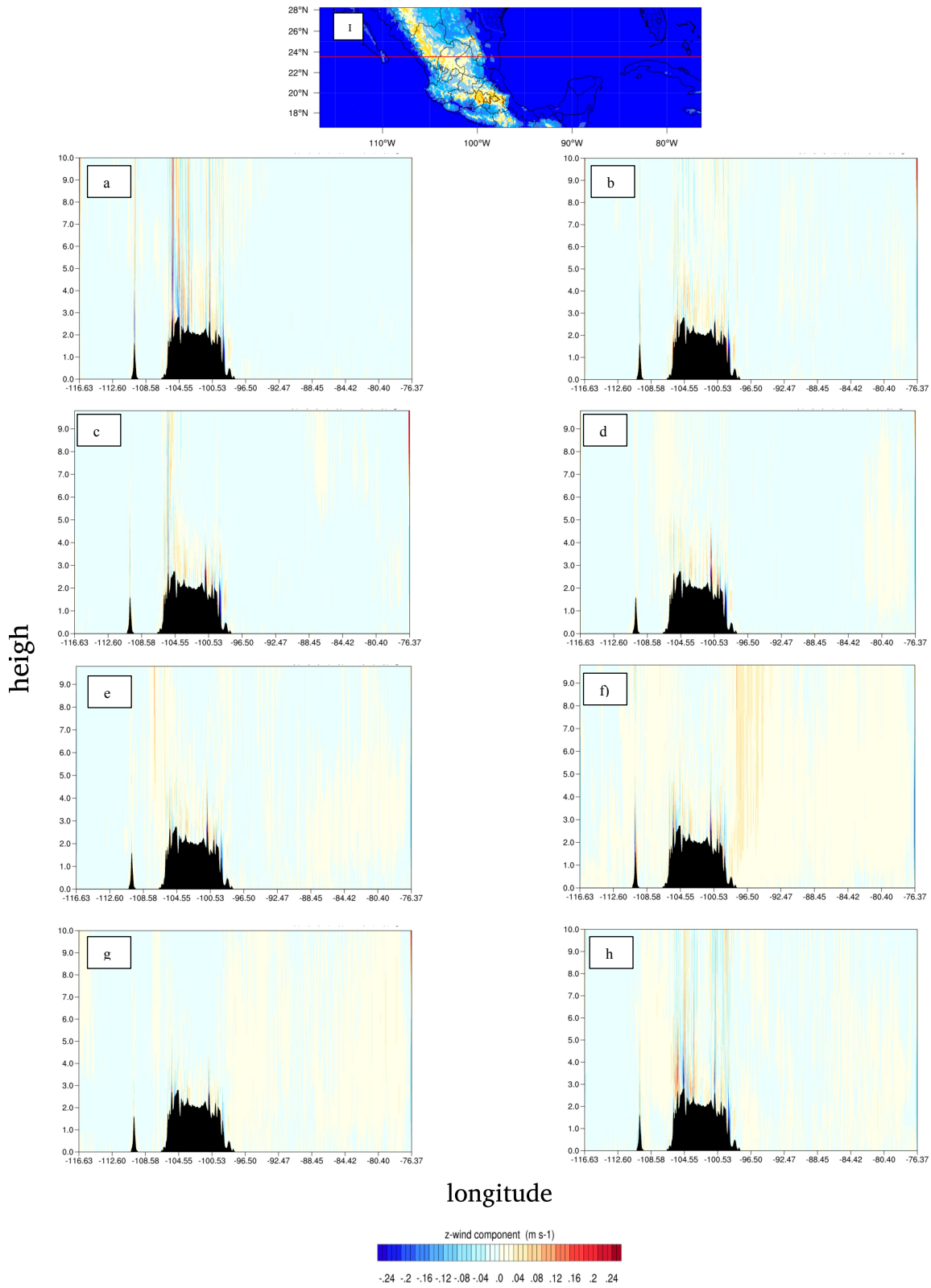


Figura A.12. Corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 23.5° norte.

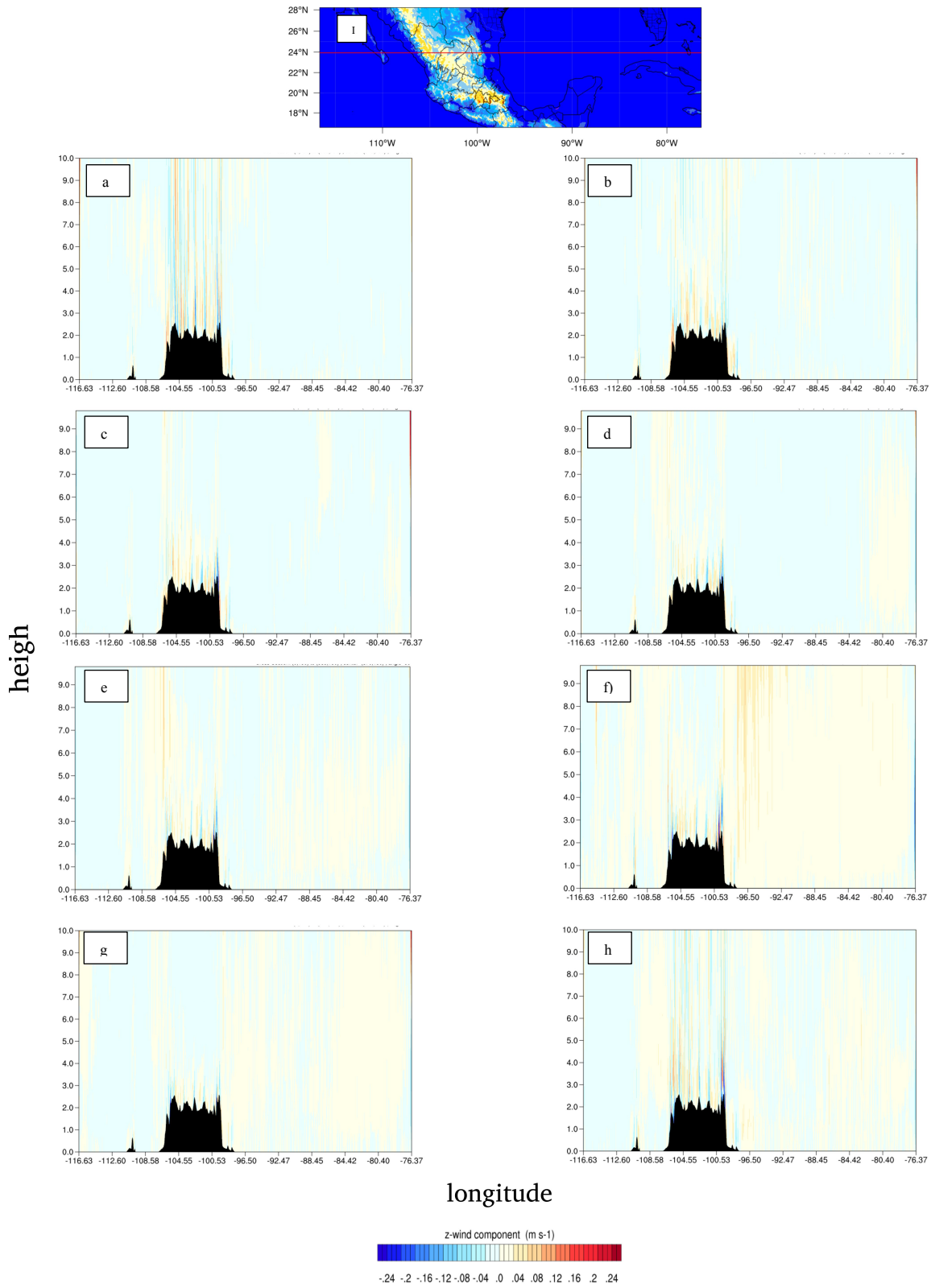


Figura A.13. corte latitudinal del promedio mensual de área de velocidad vertical (m/s) para a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto, f) septiembre, g) octubre y h) noviembre del 2014 para 24° norte.