

Sensibilidad a diferentes esquemas de capa límite en  
simulaciones de ciclones tropicales en el Pacífico  
Oriental

2 de marzo de 2014

Alumno: José Vicencio Veloso

Profesor Guía: Julio C. Marín

# Índice

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>12</b>
<b>2. MARCO TEÓRICO</b>	<b>15</b>
2.1. Ciclones tropicales . . . . .	15
2.1.1. Ciclogénesis tropical . . . . .	16
2.1.2. Estructura y dinámica de los CTs . . . . .	19
2.2. Distribución global de los CTs . . . . .	22
2.2.1. Climatología del Pacífico Oriental . . . . .	23
2.3. Capa límite . . . . .	25
2.3.1. Capa límite de un huracán . . . . .	27
2.4. Modelos Numéricos . . . . .	31
2.4.1. Parametrizaciones de capa límite (CL) . . . . .	33
2.5. Estudios numéricos de sensibilidad en la capa límite . . . . .	34
<b>3. DATOS Y METODOLOGÍA</b>	<b>39</b>
3.1. Delimitación geográfica y temporal . . . . .	39
3.2. Caso de estudio: Huracán Jimena . . . . .	39
3.3. Modelo WRF y fuentes de datos . . . . .	40
3.3.1. Modelo WRF . . . . .	41
3.3.2. Configuraciones utilizadas en el estudio . . . . .	42
3.3.3. Reanálisis CFSR y Pronósticos Globales GFS . . . . .	43
3.3.4. Best track . . . . .	44
3.4. Metodología . . . . .	45
3.4.1. Simulación del huracán Jimena . . . . .	45
3.4.2. Comparación de las trayectorias, intensidades y estructuras hori- zontales de las simulaciones con observaciones de best track. . . . .	46
3.4.3. Análisis de la distribución horizontal de los vientos . . . . .	47

3.4.4.	Análisis de la estructura vertical de Jimena . . . . .	48
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>49</b>
4.1.	Sensibilidad a diferentes esquemas de capa límite . . . . .	49
4.1.1.	Trayectoria de Jimena . . . . .	49
4.1.2.	Vientos máximos y presión mínima . . . . .	51
4.1.3.	Estructura horizontal de los vientos: distribución espacial, diámetro y asimetría . . . . .	54
4.2.	Estructura vertical . . . . .	60
4.2.1.	Vientos radiales y tangenciales . . . . .	61
4.2.2.	Balance del viento gradiente en los CTs simulados . . . . .	63
4.3.	Sensibilidad a condiciones iniciales y de contorno . . . . .	68
4.4.	Sensibilidad a condiciones del vórtice inicial . . . . .	71
<b>5.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>76</b>
<b>6.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>78</b>

# Índice de figuras

1.	Imagen satelital comparativa del espectro visible de (a) un ciclón extratropical y (b) un CT. El sistema de latitudes medias presenta un centro no-cerrado por la nubosidad y bandas frontales (en este caso un frente ocluido), mientras que el CT presenta un centro cerrado por la nubosidad, un ojo distintivo y sin estructuras frontales. Fuente: NASA/NOAA. . . . .	16
2.	Corte transversal de un CT en su etapa madura y sus principales características. Las flechas representan la dirección de los flujos. Fuente: The COMET Program.	20
3.	Trayectoria de todos los CTs registrados entre los años 1851 y 1990 a nivel mundial. Las líneas coloreadas en celeste y blanco representan a tormentas débiles, mientras que los colores anaranjados claros y oscuros representan a ciclones de mayor intensidad. Las abreviaturas hacen referencias a las principales cuencas ciclogénicas: AN: Atlántico Norte, PO: Pacífico Oriental, PNO: Pacífico Noroccidental, IN: Indico Norte, IS: Índico Sur y PSO: Pacífico Suroccidental. Adaptación de NASA. . . . .	23
4.	Área de formación de los CTs (rojo) y trayectorias más comunes (flechas blancas). Adaptación del Atlas Climatológico de CTs en México, 2002. . . . .	24
5.	Corte vertical de la troposfera, en (a) se aprecia la distribución espacial idealizada de la capa límite (en color anaranjado). La capa de inversión es la principal estimación del tope superior de la CL mientras que la superficie de la Tierra es el tope inferior. En (b) se muestra la configuración de la CL bajo condiciones de subsidencia de aire/divergencia superficial y de ascenso de aire/convergencia superficial. Adaptación de Wallace & Hobbs, 2006. . . . .	26

6.	Representación esquemática de (a) las fuerzas involucradas en el proceso de convergencia radial y (b) la conservación del momento angular absoluto. FC es la fuerza centrífuga, FGP es la fuerza de gradiente de presión, $r$ el radio y $V$ es el vector viento. En (b), $v$ es la velocidad tangencial y $u$ es el viento radial, componentes del vector viento. Panel (b) adaptación de Montgomery & Smith (2012). . . . .	28
7.	Corte transversal de la simulación del huracán Rita (2005). En ambos casos el ciclón se encontraba en el momento de mayor intensidad. La figura (a) muestra la aceleración tangencial, en donde los colores rojos denotan viento supergradiente, colores blancos viento gradiente y en azul el viento subgradiente. En la figura (b) se muestra la velocidad del viento tangencial y el cuadro segmentado muestra la zona de vientos más intensos. Fuente: Abarca & Corbosiero (2011).	30
8.	En (a) se muestra los vientos tangenciales azimutales máximos y en (b) los vientos radiales azimutales mínimos en diferentes esquemas de capa límite: 1 = Bulk modificado, 2 = Blackadar, 3 = Burk–Thompson, 4 = MRF y 5 = Gayno–Seaman. En (c) y (d) el corte transversal-vertical del promedio azimutal radial (contornos azules, negativos línea segmentada) y vientos tangenciales (contornos rojos) durante el periodo de 108–120 horas. La línea negra vertical corresponde a 60[km] de distancia del centro del ciclón. Fuente: Smith & Thomsen (2010). . . . .	37
9.	Extensión temporal (rectángulo) de los CTs formados en la cuenca del Pacífico Oriental el año 2009. Cada color representa la intensidad máxima alcanzada. . . . .	40

10.	Imagen satelital del huracán Jimena en el espectro visible. La imagen (a) corresponde al 31 de Agosto de 2009 a las 1755 UTC y la imagen (b) al 2 de Septiembre de 2009 a las 2055 UTC. La cruz blanca (+) es una referencia a La Paz, Baja California Sur, México. La línea negra representa la costa del continente. Fuente: Satélite Terra, sensor MODIS Rapid Response, NASA/GSFC. . . . .	41
11.	Representación esquemática de: (a) diámetro NW-SE y SW-NE de Jimena para las isotacas de 25 y 33 [m/s], (b) asimetría de Jimena a las 00 UTC del 1 de Septiembre de 2009, y (c) descomposición del vector viento en su componente radial ( $u_{min}$ ) y componente tangencial ( $V_{max}$ ). . . . .	47
12.	Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 12 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: morado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM). . . . .	50
13.	Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) la velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). La línea continua representa al ciclón sobre el mar y la línea segmentada cuando está sobre tierra. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009. . . . .	52

14.	Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las línea continua representa al ciclón sobre el mar y la línea segmentada cuando está sobre tierra. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009. . . . .	53
15.	Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena a las 00 UTC del 30 de Agosto de 2009. En (a) se muestra la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros. . . . .	55
16.	Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena a las 00 UTC del 30 de Agosto de 2009. En (a) se muestra la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros. . . . .	56
17.	Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena en la ubicación aproximada de 21°N y 108°W. En (a) la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. El tiempo se presenta en la equina inferior derecha de cada panel. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros. . . . .	58
18.	Asimetría (paneles a y b) y diámetro promedio (c y d) del huracán. Los paneles a y c corresponden a la isotaca de 25 [m/s], mientras que para b y d corresponden a la isotaca de 33 [m/s]. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las líneas representan al ciclón simulado cuando se encuentra sobre el océano. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009. . . . .	59

19. Corte transversal-vertical del promedio azimutal del viento radial [m/s] (línea azul, valores negativos se muestran en líneas segmentadas cada 2 [m/s]) y vientos tangenciales [m/s] (línea roja, cada 4 [m/s]) a 6 horas de iniciada la simulación. El panel de la izquierda muestra la simulación con MYNN y a la derecha con QNSE. . . . . 60
20. Corte transversal-vertical del promedio azimutal del viento radial [m/s] (línea azul, valores negativos se muestran en líneas segmentadas cada 2 [m/s]) y vientos tangenciales [m/s] (línea roja, cada 4 [m/s]) a 24 horas de iniciada la simulación. El panel de la izquierda muestra la simulación con MYNN y a la derecha con QNSE. . . . . 62
21. Corte transversal-vertical a 6 horas de iniciada la simulación de: fuerza de gradiente de presión (línea azul, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ), fuerza de Coriolis (línea morada, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) y fuerza centrífuga (línea roja, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) en los paneles (a) y (b). En los paneles (c) y (d) se presenta la fuerza neta según el balance del viento gradiente (línea verde, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ). Note que los valores de todas las aceleraciones han sido multiplicadas por  $10^2$ . Los paneles de la izquierda corresponden a la simulación con MYNN y en la derecha la simulación con QNSE. . . . . 64
22. Corte transversal-vertical a 24 horas de iniciada la simulación de: fuerza de gradiente de presión (línea azul, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ), fuerza de Coriolis (línea morada, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) y fuerza centrípeta (línea roja, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) en los paneles (a) y (b). En los paneles (c) y (d) se presenta la fuerza neta según el balance del viento gradiente (línea verde, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ). Note que los valores de todas las aceleraciones han sido factorizados por  $10^2$ . Los paneles de la izquierda corresponden a la simulación con MYNN y en la derecha la simulación con QNSE. 66

23.	<p>Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 18 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrizaciones de capa límite utilizada: morado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las líneas continuas representan las simulaciones con CFSR, mientras que las líneas segmentadas las simulaciones con GFS. Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan a las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM). . . . .</p>	69
24.	<p>Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). La línea continua representa las simulaciones con CFSR y la línea segmentada las simulaciones con GFS. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009. . . . .</p>	70
25.	<p>Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). La línea continua representa la simulación con CFSR y la segmentada con GFS. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009. . . . .</p>	71

26.	<p>Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 18 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan a las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM). . . . .</p>	73
27.	<p>Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). En el eje de las abscisas está representado el día/hora UTC del mes de Agosto y Septiembre del año 2009. . . . .</p>	74
28.	<p>Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). En el eje de las abscisas está representado el día/hora UTC del mes de Agosto y Septiembre del año 2009. . . . .</p>	75

# Índice de tablas

1.	Clasificación e intensidad de los CTs . . . . .	19
2.	Tipo de balance en diferentes regiones del ciclón tropical en dependencia de la magnitud de los vientos, la distancia al centro del ciclón y el número de Rossby correspondiente. . . . .	21
3.	Dominios (D1, D2 y D3) y características de la simulación con WRF. S-N: número de puntos en la dirección norte-sur, E-W: número de puntos en la dirección este-oeste, Dx y Dy: resolución horizontal, NV: niveles en la vertical e intervalo de tiempo para las salidas. . . . .	43
4.	Descripción de las parametrizaciones de capa límite utilizadas. . . . .	44
5.	Nombre de cada simulación, junto a los datos iniciales y esquema de capa límite utilizado. Se incluye los datos de radio y velocidad de viento del vórtice inicial. . . . .	46

# 1. INTRODUCCIÓN

Los ciclones tropicales son unos de los sistemas meteorológicos más importantes en las zonas tropicales y extratropicales al desarrollarse, desplazarse e impactar vastas áreas del mundo principalmente con vientos intensos, precipitaciones en abundancia y oleaje de gran magnitud. Son más pequeños espacialmente y mucho más simétricos que su contraparte los ciclones extratropicales. También tienden a ser más duraderos temporalmente y ser más intensos<sup>1</sup>. Los ciclones tropicales cambian su nombre al alcanzar su máxima intensidad. En el Atlántico Norte y el Pacífico Oriental es utilizado muy frecuentemente el término *huracán*. En el Pacífico Noroccidental es usada la palabra *tifón* y en otras regiones oceánicas hay variaciones del término más genérico *ciclón tropical*. Los ciclones tropicales son sistemas que transportan calor y humedad desde las zonas tropicales hacia latitudes más altas, trayendo consigo consecuencias positivas y negativas para la población y el medio ambiente. La intensidad de sus vientos, precipitaciones y marejadas afectan negativamente a los lugares poco preparados para el impacto de un ciclón. Sin embargo, las grandes cantidades de precipitación que acompañan a estos sistemas meteorológicos pueden traer consecuencias positivas; por ejemplo, en zonas de cultivos afectados por sequías.

De todas las áreas oceánicas del mundo en donde se forman los ciclones tropicales, la cuenca del Pacífico Oriental es la segunda más activa del planeta sólo después de la cuenca del Pacífico Noroccidental. Aquí se forman en promedio 15.3 ciclones tropicales por año que alcanzan la categoría de tormenta tropical y casi 9 de ellos se pueden clasificar como huracanes. Es también la cuenca más productiva por unidad de área de todo el mundo, convirtiéndola en una zona altamente densa en cuanto a ciclones tropicales.

Dada las características de los ciclones tropicales, es de gran importancia pronosticar su desarrollo y evolución. Actualmente, los pronósticos están basados en dos ejes

---

<sup>1</sup>La presión superficial más baja registrada en un ciclón tropical fue de 870 [hPa], en el ojo del Tifón Tip en el Pacífico Noroccidental en el año 1979. Presiones centrales tan bajas como 926 [hPa] han sido registradas en los ciclones extratropicales.

principales: la trayectoria; es decir, el camino o ruta que toma el ciclón y la intensidad, que se mide a través de los vientos máximos sostenidos o la presión superficial mínima registrada. Sin bien han habido avances en el pronóstico de trayectorias en las últimas décadas, sigue siendo difícil pronosticar con exactitud la intensidad.

Para pronosticar la trayectoria e intensidad de un huracán actualmente se utilizan modelos meteorológicos que, basados en las condiciones iniciales de la atmósfera, simulan el comportamiento futuro de la misma. Uno de estos modelos meteorológicos es el modelo WRF (Weather Research and Forecasting). Durante los últimos años varios estudios han demostrado la importancia de los procesos de la capa límite en la intensificación de los ciclones, en donde la presencia de la fricción superficial es la encargada de provocar la convergencia de masa que favorece el desarrollo del ciclón tropical. Investigaciones recientes han mostrado que despreciar la fricción en los modelos meteorológicos provoca que los ciclones no se intensifiquen. Por otro lado, las parametrizaciones de capa límite en los modelos juegan un rol fundamental en las simulaciones de los ciclones tropicales, ya que cada una de ellas calcula los procesos de la capa límite de manera distinta. Estudios recientes han puesto en discusión la importancia de la elección de una parametrización de capa límite en particular en los modelos meteorológicos, ya que poseen un efecto importante en el proceso de intensificación de los huracanes. Estos estudios han utilizado simulaciones idealizadas de ciclones tropicales, por lo que es imposible saber cual de las parametrizaciones puede determinar de manera más exacta la intensidad de un ciclón tropical.

Esta investigación se enfocará en simular con el modelo WRF la trayectoria e intensidad del huracán Jimena del año 2009 usando diferentes parametrizaciones de capa límite, comparando las simulaciones entre sí y con observaciones, con el fin de determinar bajo cual esquema de capa límite se representa de mejor manera a Jimena. Además, se analizan las fuerzas involucradas en el proceso de intensificación de los ciclones tropicales para entender cual de ellas es más importante en la capa límite.

# HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

## HIPÓTESIS

*"La predicción de la intensidad y trayectoria simulada de los ciclones tropicales del Pacífico Oriental cambia al usar distintos esquemas de capa límite en el modelo WRF."*

## OBJETIVO GENERAL

Analizar los cambios en la intensidad y trayectoria de los ciclones tropicales simulados en el Pacífico Oriental al usar diferentes esquemas de capa límite en el modelo WRF.

## OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Simular el ciclón tropical Jimena del año 2009 utilizando diferentes parametrizaciones de capa límite del modelo WRF.
2. Comparar las trayectorias, intensidades y estructuras horizontales de las simulaciones con observaciones de best track.
3. Comparar las estructuras verticales de los vientos radiales, tangenciales y el desbalance del viento gradiente en las simulaciones con diferentes esquemas de capa límite.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1. Ciclones tropicales

Un ciclón tropical (CT) es un sistema de baja presión no frontal de núcleo cálido que se forma sobre el océano y presenta una circulación ciclónica organizada en superficie (Frank, 1977). Se considera un sistema meteorológico de mesoescala, originado sobre aguas tropicales o subtropicales y se caracteriza por poseer una convección altamente organizada, un ojo distintivo y vientos intensos cerca de superficie. Alcanzan tamaños diametrales que van entre 500 y 1000 [km] de extensión en un estado de madurez. Los vientos se incrementan de manera radial hacia el centro del CT con velocidades sostenidas máximas sobre los 17.0 [m/s] y, en ocasiones superan los 70.0 [m/s] en los sistemas bien desarrollados. Los CTs son sistemas que transportan calor y humedad desde las zonas tropicales hacia regiones extratropicales. Son vistos entonces como parte del sistema climático en donde el exceso energético de los trópicos es llevado a latitudes más altas, transportando calor, humedad y energía. La violencia de los vientos, las intensas lluvias y las fuertes marejadas afectan negativamente a los lugares poco preparados para el impacto de un ciclón; sin embargo, las grandes cantidades de precipitación que acompañan a estos sistemas meteorológicos pueden traer consecuencias positivas, especialmente, en zonas áridas y semiáridas en donde la única fuente de lluvia son los CTs.

La palabra "tropical" viene dada principalmente por el área de formación de estos sistemas. Su génesis se produce sobre las aguas oceánicas ubicadas entre los trópicos de Cáncer y Capricornio producto de su alta temperatura y alto contenido de humedad. Sin embargo, en las cuencas occidentales de los océanos la presencia de corrientes cálidas desplazan más allá de los trópicos el área de formación de los ciclones. Aún así, se les da el nombre de CT para diferenciarlos completamente de los sistemas de escala sinóptica de latitudes medias, los ciclones extratropicales, ya que existen grandes diferencias entre ambos sistemas meteorológicos. Los CTs promedian presiones mínimas en su centro de

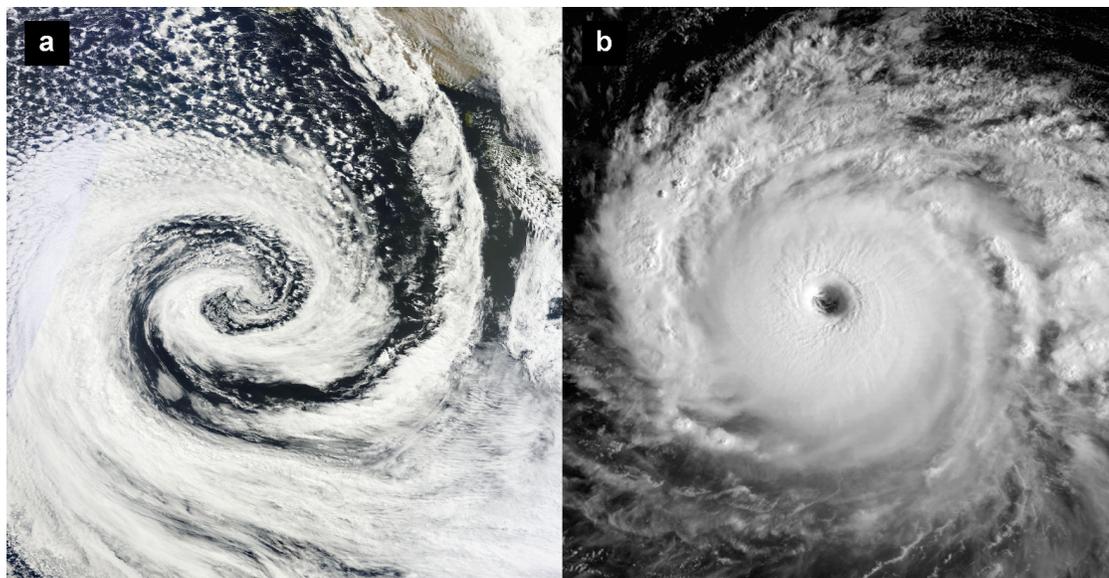


Figura 1: Imagen satelital comparativa del espectro visible de (a) un ciclón extratropical y (b) un CT. El sistema de latitudes medias presenta un centro no-cerrado por la nubosidad y bandas frontales (en este caso un frente ocluido), mientras que el CT presenta un centro cerrado por la nubosidad, un ojo distintivo y sin estructuras frontales. Fuente: NASA/NOAA.

alrededor de 960 [hPa], correspondiente a valores mucho más bajos que los registrados en los ciclones extratropicales. Otras diferencias incluyen la localización de los vientos fuertes; mientras en las bajas presiones de latitudes medias los vientos más intensos se presentan cerca de la tropopausa, en los CTs se presentan cerca de la superficie. Los sistemas de latitudes medias presentan centros fríos y no son axisimétricos, acompañados la mayor parte de las veces por estructuras frontales, como se muestra en la figura 1 (a). Los CTs, presentados en la figura 1 (b), poseen centros cálidos, sin estructura frontal y son relativamente axisimétricos. Además, los CTs son más pequeños en tamaño que los sistemas de latitudes medias, forman parte de la escala meso-alfa, y son de mayor duración temporal (Wallace & Hobbs, 2006).

### 2.1.1. Ciclogénesis tropical

Los CTs no nacen espontáneamente. El desarrollo de un CT se produce durante varios días a partir de los complejos convectivos de mesoescala (CCM) que se forman

frecuentemente en las regiones tropicales. La transición desde un CCM a un CT no puede ocurrir a menos que se presenten ciertas condiciones ambientales: (i) una atmósfera condicionalmente inestable, (ii) temperaturas oceánicas superiores a 26.5°C y (iii) alta humedad en la tropósfera media (700mb). Estos son llamados criterios termodinámicos. Por otro lado, existen también los criterios dinámicos que deben acompañar la ciclogénesis tropical: (iv) un cizalle del viento en la vertical muy bajo en toda la tropósfera, (v) estar a lo menos a 5° de latitud del ecuador y (vi) la existencia de vorticidad relativa en los niveles bajos de la tropósfera (Gray, 1968). Los primeros 3 criterios son de variación estacional, mientras que los criterios dinámicos son de variación diaria.

Una atmósfera condicionalmente inestable combinada con el calentamiento superficial en las zonas tropicales permiten el desarrollo de un CCM robusto. Una vez que comienza la convección, las capas húmedas en los niveles medios de la tropósfera reducen la cantidad de evaporación dentro de la nubosidad en desarrollo, intensificando la precipitación y por ende la liberación de calor latente asociado. Un cizalle del viento pequeño en la vertical previene la desorganización de las bandas convectivas de lluvia.

Los CTs pueden también desarrollarse a partir de los remanentes de un sistema frontal de latitudes más altas (Guishard et al., 2009), desde la convergencia asociada a los disturbios del Este<sup>2</sup> u ondas del Este (Zehnder et al., 1999), a partir de ondas ecuatoriales (Zehnder, 1991), o también formarse a partir de la Zona de Convergencia Intertropical (Schubert et al., 1991; Ferreira & Schubert, 1997).

Si se cumplen las condiciones antes mencionadas, estaremos ante la presencia de un gran sistema convectivo. La tropósfera media se expande debido al calentamiento generado por la condensación, trayendo como consecuencia una disminución de la presión en superficie y, por tanto, se comienza a producir convergencia en los niveles más bajos de la atmósfera. Poco a poco los vientos comienzan a circular con mayor intensidad

---

<sup>2</sup>En el Atlántico Norte, las ondas del Este son conocidas también con el nombre de *Ondas Africanas del Este*. Estos sistemas avanzan a través del océano y son capaces de llegar al Pacífico Oriental, desencadenando la formación de CTs.

alrededor de un centro de baja presión. En esta situación el sistema de mesoescala entabla un balance entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, requerida para provocar la rotación del sistema. Las zonas inmediatamente adyacentes al Ecuador poseen una fuerza de Coriolis cercana a cero, por lo que no se presenta un desarrollo ciclónico aproximadamente a 500 [km] de distancia meridional del Ecuador. Sin embargo, en años recientes un grupo de CTs se han desarrollado y mantenido bajo los 5° de latitud, sugiriendo la necesidad de reformular este criterio (Chang et al., 2003).

A medida que se mantienen las condiciones necesarias para el desarrollo de este sistema, la rotación provocará un aumento de los vientos cerca de la superficie. Cuando el CT alcanza velocidades de viento inferiores a 17.0 [m/s], además de una notoria organización de la convección en torno a un centro, se le clasifica como *depresión tropical*. Si los vientos continúan aumentando y las intensidades oscilan entre 17.0 y 32.9 [m/s], se estará en presencia de una *tormenta tropical*. El *huracán* es, finalmente, el sistema meteorológico completamente organizado. Posee un centro con nubosidad y convección profunda completamente cerrado en torno a una baja presión superficial y en donde sus vientos sostenidos son superiores a 33.0 [m/s]. Un CT puede clasificarse en 7 categorías, de las cuales, 5 corresponden a las intensidades de huracán de la escala de Saffir-Simpson modificada<sup>3</sup> (tabla 1).

Así como existe un proceso de formación del CT, existe la ciclólisis tropical. En estos casos, un ciclón desarrollado presenta un debilitamiento que lo lleva finalmente desorganizarse y desaparecer. Las principales causas que pueden provocar la ciclólisis están relacionadas con la desaparición de una o más de las condiciones que provocaron la ciclogénesis. Un huracán que se desplaza sobre regiones con presencia de aguas más frías pierde la capacidad de generar convección. Un cizalle del viento en la vertical intenso desorganiza al sistema, debilitando las tormentas convectivas. Las áreas continentales

---

<sup>3</sup>En el año 2009 el NHC (Centro Nacional de Huracanes, por sus siglas en inglés) de Estados Unidos modificó la escala Saffir-Simpson, eliminando la condición de presión mínima de superficie y la magnitud del oleaje de tormenta para la clasificación, convirtiéndola netamente en una escala de vientos. Además, en el año 2012, expandió la categoría de huracán 4 en 0.5 [m/s] en ambas direcciones.

Tabla 1: Clasificación e intensidad de los CTs

Clasificación	Vientos máximos [m/s]
Depresión tropical	< 17.0
Tormenta tropical	17.0 - 32.9
Huracán, categoría 1	33.0 - 43.0
Huracán, categoría 2	43.1 - 50.0
Huracán mayor, categoría 3	50.1 - 58.0
Huracán mayor, categoría 4	58.1 - 69.5
Huracán mayor, categoría 5	> 69.5

también son fuente de disipación de los CTs, puesto que se pierde la energía calórica necesaria para mantener al sistema, la humedad para formar nubosidad y, además, la rugosidad del suelo produce una desorganización importante en el sistema meteorológico que sobre el océano es bastante simétrico. No todos los CTs desaparecen, algunos sufren un proceso de transformación convirtiéndose en sistemas extratropicales, proceso conocido como transición extratropical (Jones et al., 2003).

### 2.1.2. Estructura y dinámica de los CTs

Algunos elementos estructurales son comunes en todos los sistemas ciclónicos tropicales: (i) flujo entrante o convergente en la capa límite, (ii) la pared del ojo, (iii) el campo de cirrus, (iv) las bandas espirales de lluvias y (v) un flujo saliente en la alta tropósfera. Si estos ciclones se vuelven más intensos, se puede distinguir (vi) un ojo en el centro.

Los CTs son bajas presiones a nivel sinóptico, por lo que son sistemas que rotan ciclónicamente en los niveles más bajos de la atmósfera. Esto significa que los vientos giran a favor de las manecillas del reloj en el Hemisferio Sur y en contra en el Hemisferio Norte, ascendiendo de manera espiral en la zona de mayor convección, como en la pared central del ojo o las bandas espirales de lluvia. Esto es posible apreciar en la figura 2, en donde el flujo ascendente sale hacia fuera justo bajo la tropopausa, formando una gran capa de cirrus.

Una característica única y definida en los CTs es la formación de un ojo. El ojo es un

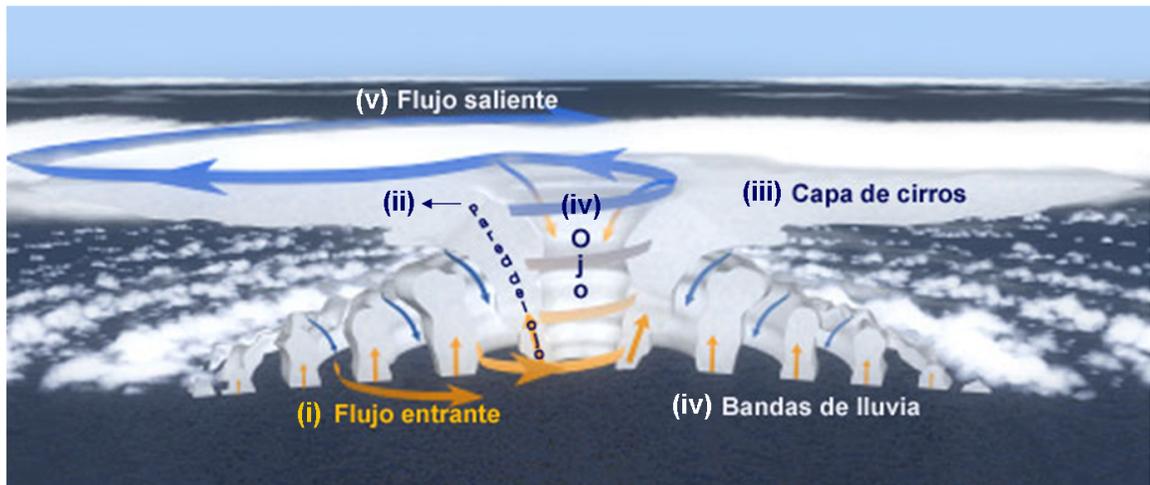


Figura 2: Corte transversal de un CT en su etapa madura y sus principales características. Las flechas representan la dirección de los flujos. Fuente: The COMET Program.

área de relativa calma en los vientos, donde se registra la presión más baja en el sistema y las temperaturas más altas. En general, esta zona está libre de precipitación y, de haberla, es muy escasa. Esto se debe a la subsidencia del aire desde niveles altos, que provoca un calentamiento en los niveles medios de la tropósfera y por ende, la formación de una inversión térmica que inhibe la convección y el desarrollo de nubosidad cumuliforme, tal como se muestra en la figura 2. En los casos de huracanes de gran intensidad, es posible observar la superficie del mar desde los satélites. El ojo del CT posee un diámetro aproximado que varía entre 30 y 60 [km] de distancia. Si los CTs no son muy intensos, la subsidencia es débil y en los niveles más bajos se puede formar nubosidad estratiforme que cubre la zona impidiendo la formación del ojo del CT.

En tormentas débiles, la convección es intensa en el centro del huracán; sin embargo, cuando aumenta la intensidad de los vientos, el área convectiva y de convergencia principal se desplaza hacia fuera, como se aprecia en la figura 2, formando una estructura conocida como pared del ojo. Esta región del huracán, que puede ubicarse entre 60 y 100 [km] de distancia desde el centro del ciclón, presenta las tormentas más intensas, las lluvias más fuertes y los máximos de viento de todo el sistema tropical. Más allá del ojo se encuentran las bandas espirales de lluvia que vienen a conformar la estructura completa del CT y en

Tabla 2: Tipo de balance en diferentes regiones del ciclón tropical en dependencia de la magnitud de los vientos, la distancia al centro del ciclón y el número de Rossby correspondiente.

Región del CT	Viento [m/s]	Distancia [m]	Número de Rossby ( $R_0$ )	Balance
Ojo del huracán	10	$10^4$	$\sim 100$	Ciclostrófico
Pared del ojo	10	$10^5$	$\sim 10$	Gradiente
Región externa	1	$10^6$	$\sim 10^{-1}$	Geostrófico

donde también se desarrolla actividad convectiva importante. Entre estas bandas existe subsidencia de aire que provoca ciertas calmas en la precipitación. La afluencia de vientos es la que genera la convergencia cerca del centro del huracán. En superficie, los vientos son arrastrados hacia el centro del CT y se elevan, formando nubosidad de gran desarrollo vertical, mientras que en altura se produce un flujo saliente, generalmente acompañado de nubosidad tipo cirrus.

La rotación de un CT se debe al balance de las fuerzas de Coriolis, centrífuga y de gradiente de presión sobre la capa límite. Sin embargo, en dependencia de la magnitud de los vientos dentro del sistema ciclónico, el balance de estas fuerzas será diferente. Si utilizamos el número de Rossby, correspondiente a un parámetro adimensional que muestra la importancia de las fuerzas inerciales (viento) con respecto a Coriolis, podemos identificar lo que sucede con el balance de fuerzas dentro de un CT usando:

$$R_0 = \frac{V}{f * L}$$

En donde  $R_0$  es el número de Rossby,  $V$  es la escala de la magnitud del viento,  $f$  el parámetro de Coriolis y  $L$  la escala de distancia. Si el número de Rossby  $R_0 \ll 1$  estamos en presencia de un balance geostrófico, si  $R_0 \sim 1$  el balance es de viento gradiente y si  $R_0 \gg 1$ , el balance es ciclostrófico.

Un valor de  $R_0 \sim 100$  en la zona del ojo del huracán, como se muestra en la tabla 2, entra en la categoría de balance ciclostrófico, que implica que las fuerzas predominantes en esa zona del CT son las fuerzas de gradiente de presión y centrífuga, despreciando la

fuerza de Coriolis. Si nos alejamos del centro del ciclón, el valor del número de Rossby es cercano a 10 en el área de máxima intensidad de vientos de la tormenta, cumpliéndose así el balance gradiente o balance del viento gradiente. Aquí la fuerza del gradiente de presión es contrarrestada por el efecto rotacional de la tierra o la fuerza de Coriolis y la aceleración centrípeta. Por tanto, el viento es paralelo a las isobaras y posee una aceleración tangencial nula. En la zona más externa del ciclón,  $R_0 \sim 10^{-1}$ . Aquí se cumple el balance geostrófico, es decir, la fuerza del gradiente de presión es contrarrestada por la fuerza de Coriolis (Willoughby, 1990).

## 2.2. Distribución global de los CTs

Aproximadamente cerca de 84 CTs son observados en todo el mundo cada año (Neumann, 1993). El desarrollo de estos CTs está delimitado a ciertas cuencas oceánicas con características similares en todo el mundo: las aguas superficiales poseen temperaturas generalmente superiores a los 26.5°C y la atmósfera sobre esta zona debe poseer grandes cantidades de humedad. Es así como la formación de los CTs está confinada principalmente a 7 cuencas oceánicas, tal como se muestra en la figura 3: el Atlántico Norte, el Pacífico Oriental, el Pacífico Noroeste o Noroccidental, el Pacífico Suroeste o Suroccidental, el Índico Norte (Bahía de Bengala y mar Árabe), el Índico Suroccidental y el Índico Suroriental.

Los CTs reciben diferentes nomenclaturas dependiendo de la cuenca oceánica en la que se desarrollen. El término *huracán* es el más común para nombrar a los CTs que se forman en la cuenca del Atlántico Norte y el Pacífico Oriental. En el Pacífico Noroccidental y Suroccidental el nombre utilizado con mayor frecuencia es *tifón*, mientras que en el Océano Índico son utilizadas variaciones del término CT (Lynch & Cassano, 2006). Para todos los efectos, en las cuencas oceánicas del Atlántico Norte y Pacífico Oriental el término huracán o CT son sinónimos, aunque en estricto rigor son diferentes. La tabla 1 muestra que la intensidad que debe alcanzar un CT para ser clasificado como huracán

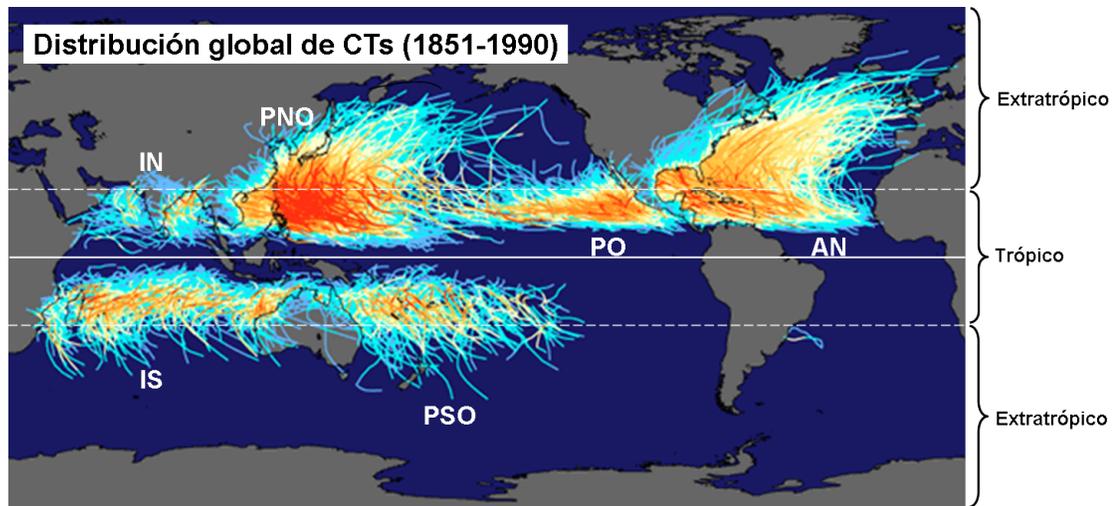


Figura 3: Trayectoria de todos los CTs registrados entre los años 1851 y 1990 a nivel mundial. Las líneas coloreadas en celeste y blanco representan a tormentas débiles, mientras que los colores anaranjados claros y oscuros representan a ciclones de mayor intensidad. Las abreviaturas hacen referencias a las principales cuencas ciclogénicas: AN: Atlántico Norte, PO: Pacífico Oriental, PNO: Pacífico Noroccidental, IN: Índico Norte, IS: Índico Sur y PSO: Pacífico Suroccidental. Adaptación de NASA.

es de  $33.0[m/s]$ , por lo que el término CT es un genérico que incluye a las depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes.

### 2.2.1. Climatología del Pacífico Oriental

La cuenca ciclogénica del Pacífico Oriental es la zona donde se forman estos sistemas meteorológicos en este lado del Océano Pacífico. Se encuentra ubicada aproximadamente entre los  $90^\circ$  y  $140^\circ$  de longitud Oeste y entre los  $8^\circ$  y  $22^\circ$  de latitud Norte, como se muestra en la figura 4 en color rojo. Uno de los aspectos más interesantes de esta cuenca es la alta concentración de formación de ciclones en una pequeña zona, justo al oeste de Centro América y México, convirtiéndose en la región que posee la más alta frecuencia de formación de CTs por unidad de área del mundo (McBride, 1995).

En promedio, 16.8 CTs alcanzan la categoría de tormenta tropical por temporada, siendo la segunda cuenca más activa del mundo sólo tras el Pacífico Noroccidental, que promedia 25.7 por año. De esta cantidad, 8.9 ciclones alcanzan la categoría de huracán.

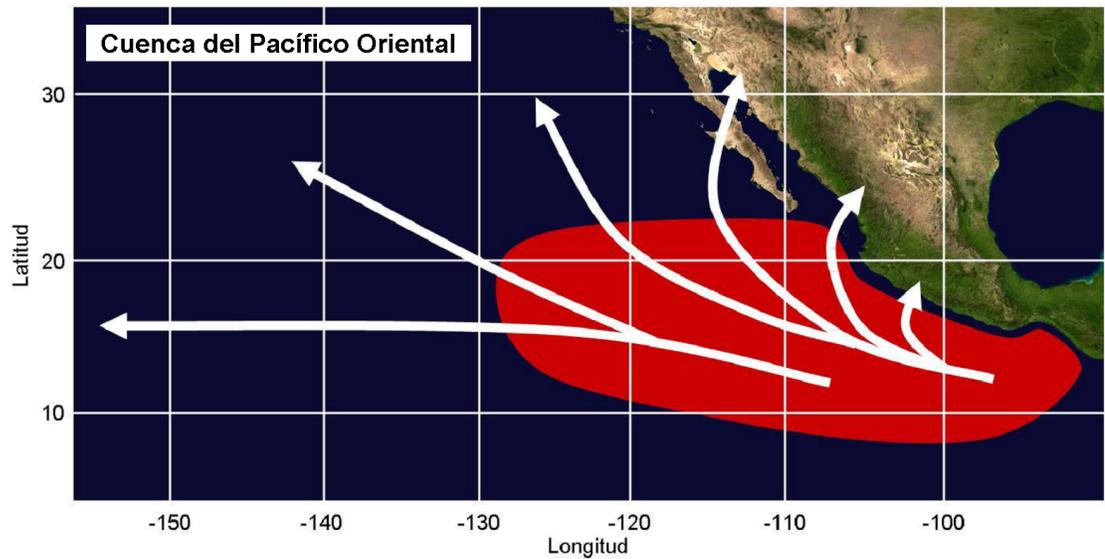


Figura 4: Área de formación de los CTs (rojo) y trayectorias más comunes (flechas blancas). Adaptación del Atlas Climatológico de CTs en México, 2002.

La variación estacional de la cantidad promedio de CTs posee un único máximo entre los meses de Julio y Agosto, aunque la temporada de huracanes se extiende desde mediados de mayo hasta Octubre, resultado del avance hacia el norte de las aguas cálidas y la ZCIT (McBride, 1995). Según un estudio realizado por la NOAA (Administración Nacional del Océano y la Atmósfera) entre los años 1949 y 2006 se han formado 769 ciclones con la categoría de tormenta tropical en la cuenca del Pacífico Oriental. De estos, 80 han tocado tierra en alguna parte de México con la categoría de huracán y 10 lo han hecho alcanzando la categoría de huracanes mayores. Es interesante notar que solo 3 ciclones han tocado tierra en algún otro país que no sea México (NOAA, 2009). Esto hace al país norteamericano el más afectado por la actividad ciclónica de esta cuenca. Además, gran parte de los CTs, aunque no todos, se forman a partir de las ondas tropicales del Este que cruzan desde el Mar Caribe por Centro América hasta la cuenca.

El desplazamiento de los CTs que se forman en la cuenca varía según la época del año. Las flechas blancas en la figura 4 muestran las trayectorias más comunes de los CTs en toda esta área oceánica. Las trayectorias son principalmente zonales, especialmente en los primeros meses de la temporada de huracanes, entre Junio y Agosto, durante el verano

del Hemisferio Norte. Entre Septiembre y Noviembre las configuraciones atmosféricas comienzan a cambiar con el ingreso de sistemas meteorológicos de latitudes medias en el inicio de la época otoñal. Entre estos sistemas meteorológicos se encuentran las vaguadas en altura, caracterizadas por un importante flujo desde el Oeste que cambia la dirección de los CTs a medida que estos se desplazan hacia latitudes mayores. Las flechas blancas cercanas al continente en la figura 4 representan esta situación en donde México es el punto final de muchas de las trayectorias que siguen los huracanes. En total, 71 CTs han ingresado a este país con la categoría de huracán entre los años 1949-2006; de estos, cerca de 34 casos lo han hecho sólo en el mes de Octubre (NOAA, 2009). Un estudio climatológico realizado por Jáuregui (2003) determinó que entre los años 1951 y 2000 el 54 % de las entradas a tierra de los CTs ocurrieron en la costa Noroeste de México, correspondiente a las regiones de Nayarit, Sinaloa, Sonora y Península de Baja California.

### **2.3. Capa límite**

La capa límite (CL) es la porción de la atmósfera en donde el flujo de aire es influenciado de manera importante por la interacción con la superficie de la Tierra en escalas temporales que van desde algunas horas hasta un día (Gupta & Ramachandran, 1998). La influencia de la fricción superficial, el calentamiento, entre otros, es rápida y eficientemente transmitida a toda la CL a través de mecanismos de transferencia turbulenta o mezclado. El momento, calor y masa también pueden ser transferidos hacia abajo desde la CL a la superficie a través de los mismos mecanismos.

La interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera depende, en primera instancia, de la viscosidad molecular. Los primeros milímetros sobre la superficie de la CL son afectados directamente por esta interacción. Sin embargo, la estructura dinámica de la CL no es provocada directamente por la viscosidad, sino por el hecho de que el flujo atmosférico es turbulento, siendo esta, una de las principales características de la CL. En la atmósfera libre (la región encima de la capa límite) esta turbulencia puede ser ignorada

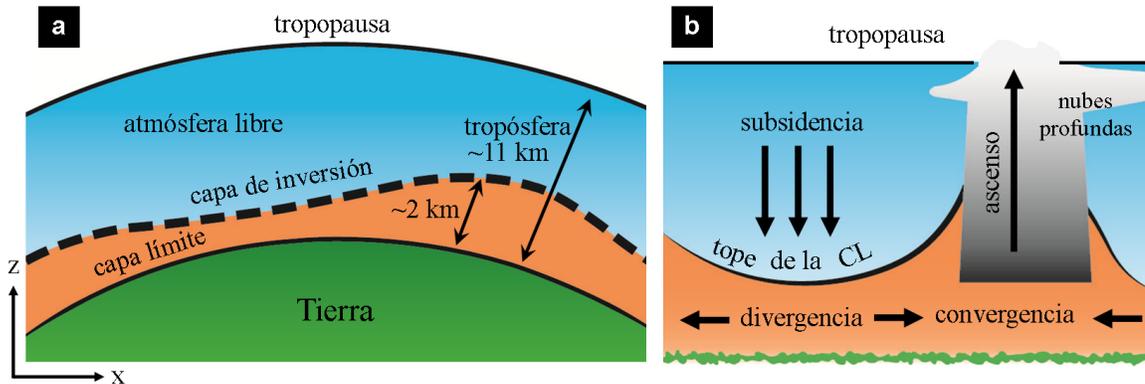


Figura 5: Corte vertical de la troposfera, en (a) se aprecia la distribución espacial idealizada de la capa límite (en color anaranjado). La capa de inversión es la principal estimación del tope superior de la CL mientras que la superficie de la Tierra es el tope inferior. En (b) se muestra la configuración de la CL bajo condiciones de subsidencia de aire/divergencia superficial y de ascenso de aire/convergencia superficial. Adaptación de Wallace & Hobbs, 2006.

debido a que corresponde a una parte muy pequeña de los balances de momento, energía, entre otros. Sin embargo, dentro de la CL la dinámica debe considerar los efectos de esta turbulencia.

El tamaño de la CL puede variar desde alturas tan pequeñas como 30 [m] en atmósferas estáticamente estables hasta más de 3 [km] en atmósferas altamente convectivas. La figura 5 (a) muestra de manera esquemática un corte vertical de la tropósfera, en donde se puede apreciar que la altura de la capa límite sufre variaciones espaciales, además de presentar una capa de inversión sobre ella. La altura de la CL depende de numerosos factores, tales como la tasa de calentamiento o enfriamiento de la superficie, la magnitud del viento, la rugosidad y la topografía características del suelo, los movimientos verticales de gran escala y las advecciones horizontales de humedad y calor. En áreas de la atmósfera donde predomina la subsidencia, la CL tiende a achatarse y presentar alturas menores; como ocurre en los océanos cuando hay presencia de anticiclones subtropicales. Por otro lado, en zonas con presencia de convergencia superficial y ascenso de aire, la altura de la CL aumenta, como ocurre en las zonas tropicales, como se muestra de

manera esquemática en la figura 5 (b).

### 2.3.1. Capa límite de un huracán

Cuando un CT comienza a intensificarse, la presión atmosférica en su centro comienza a descender provocando que aumenten los vientos cerca de la superficie. Al intensificarse los vientos dentro del ciclón puede producirse una retroalimentación positiva que lo haga aún más intenso. Este proceso, llamado Intercambio de Calor Superficial Inducido por el Viento (Emanuel, 1986) o mejor conocido como WISHE (Wind-Induced Surface Heat Exchange, por sus siglas en inglés), funciona de la siguiente manera: a mayor intensidad de vientos, mayor será la rugosidad de la superficie del océano con la formación de grandes olas, provocando una mayor evaporación de las gotas de agua de mar hacia la atmósfera, incrementando la tasa de evaporación, profundizando la convección, disminuyendo la presión superficial y, por tanto, intensificando aún más los vientos sobre la superficie. A medida que los vientos se refuerzan y la presión superficial disminuye, se extraen cantidades crecientes de agua del océano cálido mediante la evaporación. El aire sube y se enfría, y el vapor de agua se condensa liberando calor latente. El calentamiento conduce a una intensificación adicional inestabilizando la atmósfera, aumentando a su vez el viento de superficie y la evaporación. La tormenta continuará intensificándose hasta que la entrada de energía por evaporación de superficie se equilibre con la disipación por fricción, debido a que mientras más intensos los vientos, mayor es la transferencia turbulenta de energía hacia la superficie.

La fricción producida por la superficie del mar, tiene efectos importantes en el desarrollo de un CT. Durante mucho tiempo las principales teorías sugerían que, la función de la capa límite dentro del proceso de intensificación de la tormenta era debilitar al sistema ciclónico en desarrollo. Raymond et al. (2007) afirmaban que *“el desarrollo de un CT ocurre cuando la tendencia de la convergencia de masa que tiende a formar una circulación de bajo nivel vence la tendencia a debilitar este sistema por parte de la fricción*

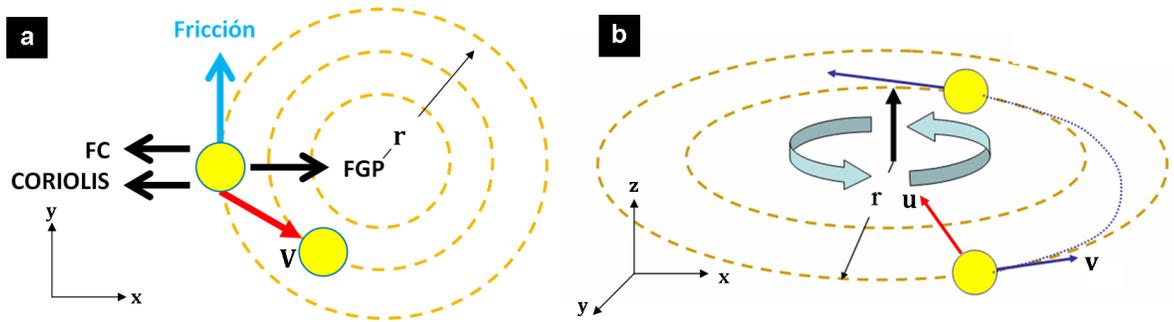


Figura 6: Representación esquemática de (a) las fuerzas involucradas en el proceso de convergencia radial y (b) la conservación del momento angular absoluto. FC es la fuerza centrífuga, FGP es la fuerza de gradiente de presión,  $r$  el radio y  $V$  es el vector viento. En (b),  $v$  es la velocidad tangencial y  $u$  es el viento radial, componentes del vector viento. Panel (b) adaptación de Montgomery & Smith (2012).

*superficial*".

Desde un punto de vista dinámico, es la fuerza de fricción la que provoca que los vientos roten en forma de espiral cerca de la superficie provocando la convergencia de masa. La figura 6 (a) muestra la convergencia radial que ocurre en la capa límite, en donde en un primer momento una parcela de aire está sometida a la fuerza de gradiente de presión que apunta hacia el centro del ciclón y a las fuerzas de Coriolis y centrífuga que lo hacen hacia afuera. En la capa más cercana a la superficie, la fuerza de fricción genera que la magnitud del viento disminuya, provocando que las fuerzas de Coriolis y centrífuga disminuyan en magnitud. Como la fuerza de gradiente de presión se mantiene sin alteración, el resultado final es que el vector viento adquiere una componente radial curvando la trayectoria que tomará la parcela de aire en dirección hacia el centro del vórtice. A medida que la parcela de aire se acerca al centro del ciclón se produce convergencia, generando que estas masas comiencen a ascender.

Las principales teorías sobre la intensificación de un CT están relacionadas con el principio básico de la conservación del momento angular, basada en la ecuación:

$$M = rv + \frac{r^2 f}{2}$$

En donde  $v$  es la velocidad tangencial de la parcela,  $r$  es el radio desde el centro del ciclón y  $f$  es el parámetro de Coriolis. Como se ha mencionado, el torque provocado por la superficie genera una componente hacia el centro del ciclón. A medida que las parcelas de aire se desplazan hacia el centro del vórtice, como se muestra en la figura 6 (b), disminuye el radio con respecto al centro, y, para mantener constante el momento angular, la velocidad del viento debe aumentar. Esto implica que a medida que las parcelas de aire son desplazadas al centro del vórtice aumentan su velocidad y, por tanto, el ciclón se intensifica.

La conservación del momento angular sucede sobre la capa límite, donde la fricción es prácticamente despreciable, pero en la capa más cercana a la superficie el torque provocado por la fricción puede generar que el momento angular absoluto no se conserve. Como se ha visto, cuando una parcela de aire se acerca al centro del ciclón debe aumentar su velocidad tangencial para mantener constante el momento angular, pero en la capa más cercana a la superficie las parcelas pierden velocidad debido a la fricción dando como resultado la presencia del viento subgradiente. Se ha mencionado anteriormente que el balance de viento gradiente ocurre cuando las fuerzas de Coriolis, gradiente de presión y centrífuga están en balance; sin embargo, esto no siempre sucede en todo el ciclón. La figura 7 (a) muestra la simulación de un CT, denotando la presencia de viento subgradiente muy cerca de la superficie del mar y especialmente en las cercanías del centro del ciclón bajo los 500 [m] de altura. Esto implica que la superficie está provocando una disminución de los vientos radiales que, teóricamente, se encuentran en balance gradiente. También, es posible encontrar viento supergradiente, que es donde existe aceleración del viento de componente radial.

Existen diferentes visiones acerca de como definir la CL dentro de un huracán. Smith et al. (2009) adoptaron una definición dinámica, usando el término *capa límite* para describir la capa superficial donde se encuentra un fuerte flujo hacia dentro cerca de la superficie del mar, típicamente ubicada a una altura de 500 a 1000 [m], y que surge en

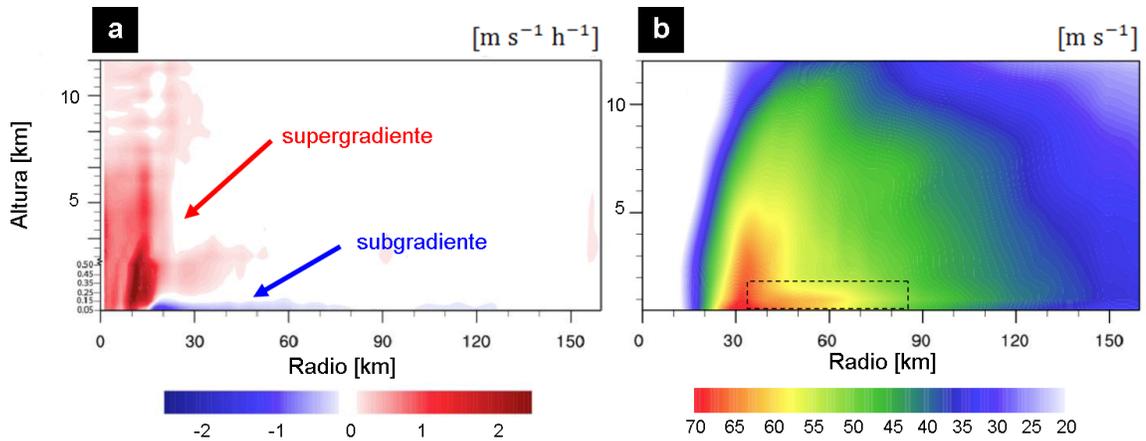


Figura 7: Corte transversal de la simulación del huracán Rita (2005). En ambos casos el ciclón se encontraba en el momento de mayor intensidad. La figura (a) muestra la aceleración tangencial, en donde los colores rojos denotan viento supergradiente, colores blancos viento gradiente y en azul el viento subgradiente. En la figura (b) se muestra la velocidad del viento tangencial y el cuadro segmentado muestra la zona de vientos más intensos. Fuente: Abarca & Corbosiero (2011).

gran medida por la interrupción del balance del viento gradiente cerca de la superficie producto de la fricción, tal como se explicaba anteriormente. Otros autores, como Bryan & Rotuno (2009) definen la CL como la capa en donde las fuerzas de turbulencia son importantes y fuertemente controladas por la interacción con la superficie terrestre. En simulaciones numéricas de CTs, el tope de la CL puede ser definida como la altura a la cual se encuentran los vientos máximos tangenciales. Como se aprecia en el recuadro segmentado de la figura 7 (b) los vientos son más intensos aproximadamente a 1 [km] de altitud y descienden en magnitud cerca de la superficie.

Como se ha mostrado anteriormente, la estructura típica de un huracán presenta subsidencia en las regiones lejanas al centro del ciclón. Aquí, la CL está mejor definida debido a la inversión térmica que se forma. Sin embargo, en la región central donde los vientos son intensos y la CL está siendo arrastrada hacia la pared del ojo, aún hay controversias sobre la definición de la altura del tope superior. Stull (1988) definió la CL tanto en regiones anticiclónicas como en la ZCIT. En regiones anticiclónica la CL está definida por la subsidencia y en donde el tope está delimitado por la inversión térmica,

no así en la ZCIT, sugiriendo incluso que la CL debería envolver toda la tropósfera, al igual que sucede en las zonas de convección profunda de los CTs.

## 2.4. Modelos Numéricos

Un modelo científico es una representación teórica de un fenómeno natural, generalmente expresado en forma matemática, que permite un mejor entendimiento y comprensión del comportamiento de los fenómenos que suceden en la naturaleza.

En el caso de la atmósfera, su comportamiento está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica de fluidos y termodinámica, también llamadas ecuaciones primitivas, y otros procesos físicos como la interacción entre la materia y la radiación, la microfísica de nubes, etc. En general, estas ecuaciones se expresan como ecuaciones diferenciales parciales no lineales que describen la evolución futura de las diferentes variables relevantes en función de las distintas variables en el presente. El modelo matemático consiste en estas ecuaciones junto con los valores de parámetros y condiciones de contorno (también llamadas de frontera o de borde; por ejemplo, las características topográficas de la Tierra, la cantidad de energía emitida por el Sol, etc.). Si conociéramos el estado de la atmósfera en un momento dado, en principio podríamos resolver las ecuaciones de los modelos matemáticos para determinar el estado futuro de esta. En la práctica, sin embargo, las ecuaciones son tan complejas que es imposible hacerlo en forma analítica, por lo cual es necesario resolver las ecuaciones en forma aproximada usando métodos numéricos. Esto requiere el uso de sistemas computacionales con gran capacidad de cómputo y almacenamiento. Los programas computacionales que resuelven estas ecuaciones aproximadas son comúnmente conocidos como modelos numéricos.

Los modelos numéricos se subdividen en los espectrales y los de punto de rejilla. Si bien ambos calculan y determinan a través de métodos numéricos las ecuaciones primitivas de la atmósfera, se diferencian en la forma en que representan las variables. Los modelos espectrales lo hacen a través de ondas, mientras que los de punto de rejilla lo hacen a

través de puntos en el espacio separados por un espacio determinado llamado resolución. Además, existen los modelos hidrostáticos y no-hidrostáticos diferenciándose en la forma de representar los movimientos verticales en la ecuación de momento.

En los modelos de punto de rejilla es importante la distancia que separa estos puntos ya que en cada uno de ellos el modelo calculará y resolverá las ecuaciones de la atmósfera. Esto se conoce como resolución espacial, tanto en la horizontal ( $\Delta x$  y  $\Delta y$ ) como en la vertical ( $\Delta z$ ). Junto a esto, el modelo requiere una resolución temporal para poder resolver las derivadas temporales de las ecuaciones. El número de cálculos será mayor mientras más pequeños sean  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$  y/o  $\Delta t$ , debido a que habrán más puntos en la rejilla espacial y más instantes en el tiempo. Por esto, la resolución se haya sujeta a los recursos computacionales que se disponen; típicamente se usa la máxima resolución que permita obtener los resultados en un plazo aceptable.

Los modelos numéricos también se subdividen en globales y regionales; los primeros generalmente son modelos espectrales, mientras que los regionales (también conocidos como de mesoescala) son de punto de rejilla y utilizan las condiciones iniciales y de contorno de los modelos numéricos globales. Uno de los modelos numéricos más utilizado a nivel global es el modelo GFS (Global Forecast System). Dentro de los de mesoescala son conocidos el modelo MM5 (Mesoescala Model 5), RAMS, ETA o el modelo WRF (Weather Research and Forecasting).

Además de resolver las ecuaciones de la dinámica, existen procesos físicos que ocurren a una escala menor al tamaño de la grilla (por ejemplo el intercambio de humedad entre la superficie y la atmósfera), ó en los cuales aún no hay un entendimiento completo del proceso en sí; sin embargo, estos tienen importantes efectos en el pronóstico. La forma de resolver estos procesos físicos es a través de parametrizaciones que están agrupadas en grupos principales. Estos son: capa límite, microfísica, convección, radiación, capa superficial, superficie-tierra y difusión turbulenta de subgrilla. Esta investigación se enfocará en estudiar los efectos de las parametrizaciones (también llamados esquemas) de capa

límite.

#### 2.4.1. Parametrizaciones de capa límite (CL)

En la capa límite, los flujos de masa y energía están directamente influenciados por las características de la superficie terrestre (como se mencionó en la sección 2.3). En general, estos procesos aunque ocurren en escalas espaciales y temporales muy pequeñas, tienen influencias importantes en la atmósfera (por ejemplo, en las transferencias de humedad, de momento, entre otros). Para un modelo numérico, representar estos procesos sigue siendo aún bastante complejo y la mayoría no se puede determinar mediante las ecuaciones de la dinámica. Sin embargo, existen las parametrizaciones, que mediante diferentes métodos, calculan el efecto que tendrán estos procesos en las variables meteorológicas.

Una parametrización puede ser considerada como una simplificación de un proceso físico. En la CL tienen lugar los flujos verticales a escala de subgrilla debido a los movimientos turbulentos, donde las parametrizaciones o esquemas de CL se encargan de describir. Estos esquemas, en general, determinan los perfiles de flujo dentro de la capa límite mezclada y de la capa estable, proporcionando así tendencias de temperatura y humedad en toda la columna atmosférica. Esencialmente, son representados los flujos de humedad, flujos de momento, flujos de entalpía, la fricción superficial, y la difusividad turbulenta ( $K_{(r,z)}$ ). A continuación se describen estos procesos:

i) Flujos de humedad: Corresponde a las cantidades de agua líquida o vapor que se transfieren entre la superficie y la atmósfera. Dependen de un valor adimensional,  $C_K$ , que es la cantidad de humedad que se transfiere en ambas direcciones. Las superficies oceánicas, en general, poseen grandes valores de  $C_K$ , especialmente en zonas tropicales, donde la evaporación de las gotas de agua hacia la atmósfera están considerados dentro del flujo.

ii) Flujos de momento: Es la transferencia de momento entre la capa límite y la superficie, generada principalmente por el efecto de la fricción en superficie.

iii) Flujos de entalpía: Expresa una medida de la cantidad de energía absorbida o cedida por un sistema termodinámico, es decir, la cantidad de energía que un sistema puede intercambiar con su entorno, en este caso, entre la atmósfera y la superficie de la Tierra.

iv) Fricción superficial: Es una fuerza mecánica, generada por la interacción y contacto de un cuerpo rígido con un fluido. Esta fuerza de arrastre usualmente se parametriza por fórmulas Bulk como:

$$F_a = C_D \frac{1}{2} \rho V^2 S$$

En donde  $C_D$  es el coeficiente de arrastre, que depende de la rugosidad de la superficie e indica la facilidad que tiene un fluido para moverse sobre esa zona,  $\rho$  es la densidad del fluido,  $V$  es la velocidad y  $S$  la proyección frontal del área del fluido. El valor del coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) es de gran importancia puesto que, al aumentar su valor, la magnitud de la fuerza de arrastre también aumenta y los vientos sobre la superficie se debilitan. Como los CTs se desarrollan sobre el océano, los valores de  $C_D$  son menores ( $10^{-2}$ - $10^{-5}$ ) comparados a los que se encuentran en superficies continentales.

## 2.5. Estudios numéricos de sensibilidad en la capa límite

Durante muchos años la capa límite dentro de un huracán fue considerada como una región que propiciaba el debilitamiento de los CTs. La fricción, y la consecuente transferencia de momento hacia la superficie, llevó a pensar a muchos investigadores que el rol de la CL era debilitar la intensidad de los vientos e inhibir el proceso de intensificación. Experimentos llevados a cabo con simulaciones numéricas idealizadas de CTs mostraron que, a medida que el valor de  $C_D$  se hacía más grande, el proceso de intensificación se hacía menor (Craig & Gray, 1996). Incluso, al considerar la fricción como nula, el CT se hacía más intenso que nunca. La base para este tipo de resultados

es el estudio de Emanuel (1986), que determina que la intensidad potencial<sup>4</sup> de un CT disminuye cuando aumenta el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ), pero aumenta cuando el flujo de humedad ( $C_K$ ) se incrementa.

Estos resultados muestran una relación indirecta entre la intensidad de los vientos y los valores de fricción en superficie. Sin embargo, durante los últimos años, los avances en los modelos numéricos de mesoescala y en las parametrizaciones utilizadas para representar procesos físicos como la turbulencia en la CL han comenzado a interesar a investigadores de CTs debido a la importancia que tienen en los procesos dinámicos y termodinámicos que intensifican al ciclón. Bajo este interés en particular, Montgomery et al. (2010) llevaron a cabo simulaciones idealizadas de CTs usando el modelo MM5. Ellos inicializaron un vórtice con un viento tangencial máximo de 15 [m/s], mateniéndolo constante los flujos de humedad ( $C_K = 1,3 * 10^{-3}$ ) durante todo el período de simulación, pero cambiando  $C_D$  con el fin de observar las variaciones en el proceso de intensificación. La primera ronda de experimentos utilizó cuatro valores de  $C_D$ : valor moderado ( $C_D = 1,86 * 10^{-3}$ ), medio ( $C_D = 1,3 * 10^{-3}$ ), bajo ( $C_D = 1,0 * 10^{-3}$ ) y nulo ( $C_D = 0$ ). Las simulaciones con  $C_D$  moderado, medio y bajo, presentaban un proceso de intensificación en el CT. El CT simulado alcanzó mayor intensidad cuando se utilizó el coeficiente moderado, alcanzando diferencias de hasta 20 [m/s] en la intensidad del viento tangencial comparado con un valor de  $C_D$  bajo. Cuando el valor de  $C_D$  es igual a 0 no se presentó un proceso de intensificación, los vientos radiales y tangenciales se mantuvieron constantes durante todo el período simulado. El flujo constante de humedad provocó la formación de abundante convección; sin embargo, esta se presenta desorganizada y aislada. Considerar la fricción como nula no genera la convergencia de masa a gran escala en torno a un centro, impidiendo que el CT se intensifique. En una segunda ronda de experimentos, los valores de  $C_D$  fueron aumentados considerablemente (alcanzando hasta  $13,0 * 10^{-3}$ ). El proceso

---

<sup>4</sup>La intensidad potencial (IP) fue definida por Emanuel (1986) como la máxima intensidad de viento y la presión mínima en superficie que se puede registrar teóricamente en un CT en dependencia de las condiciones oceánicas y atmosféricas.

de intensificación del ciclón no presentó variaciones importantes y se comportó similar a lo que sucedía con un  $C_D$  moderado.

El resultado principal de esta investigación fue el hecho de encontrar un proceso de intensificación de mayor magnitud al aumentar el  $C_D$  de valores bajos a moderados, contradiciendo los resultados de investigaciones anteriores. La explicación que entregan los autores para esto es el hecho de que a mayor fricción, mayor es el flujo radial en la capa límite y la convergencia en superficie. Sin embargo, para valores de coeficiente de arrastre mayor, los autores no son capaces de ofrecer una explicación. Siguiendo esta línea de trabajo, otros investigadores comenzaron a estudiar cual es el efecto de la selección de un esquema de capa límite en particular en el proceso de intensificación de los CTs. Smith & Thomsen (2010) mencionan que en las simulaciones de CTs uno de los últimos factores a considerar es la parametrización de capa límite. La pregunta más básica a responder para quienes realizan simulaciones de CTs es: ¿bajo que esquema de capa límite se reproduce de mejor manera el proceso de intensificación de los CTs?. En un experimento llevado a cabo con el modelo MM5, realizaron simulaciones idealizadas utilizando 6 esquemas diferentes, pero manteniendo constante los valores de  $C_K$  y  $C_D$ .

El primer resultado a considerar es que es importante el esquema de capa límite a utilizar. El viento radial y tangencial aumenta con el pasar de las horas en todas las simulaciones con todos los esquemas de CL, pero es mayor con un esquema en particular, tal como se muestra en la figura 8 (a). En este caso, el CT simulado con el esquema Bulk modificado es aquel que ha provocado una mayor intensificación en el CT alcanzando valores de viento tangencial de 82.6 [m/s] (un huracán de categoría 5). En el caso contrario, el CT simulado con MRF está la mayor parte del tiempo con vientos tangenciales inferiores al resto de los esquemas. Esta situación es más notoria con los vientos radiales, presentados en la figura 8 (b). El flujo hacia el centro del ciclón con MRF, encargado de la convergencia de masa, es notoriamente menor que en el resto de los esquemas, especialmente si lo comparamos con el CT que utiliza Bulk. Los vientos

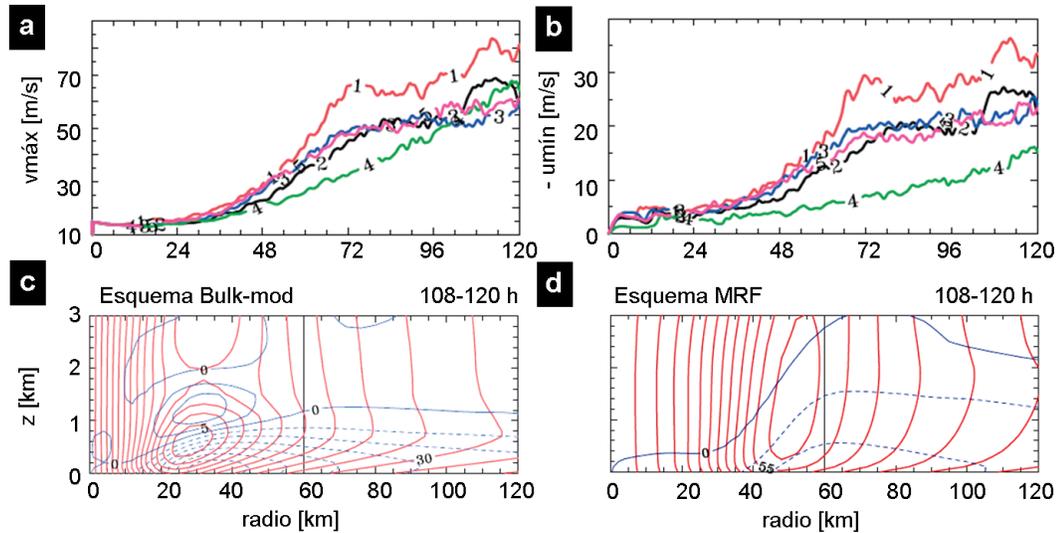


Figura 8: En (a) se muestra los vientos tangenciales azimutales máximos y en (b) los vientos radiales azimutales mínimos en diferentes esquemas de capa límite: 1 = Bulk modificado, 2 = Blackadar, 3 = Burk–Thompson, 4 = MRF y 5 = Gayno–Seaman. En (c) y (d) el corte transversal-vertical del promedio azimutal radial (contornos azules, negativos línea segmentada) y vientos tangenciales (contornos rojos) durante el periodo de 108–120 horas. La línea negra vertical corresponde a 60[km] de distancia del centro del ciclón. Fuente: Smith & Thomsen (2010).

tangenciales y radiales en la vertical también presentan diferencias notorias entre los CTs. La simulación con el esquema Bulk crea un área de flujo radial intenso levemente por sobre la superficie, mientras que con MRF este flujo, aunque menos intenso, está extendido en la vertical alcanzando hasta 3 [km] de altura. Las figuras 8 (c) y (d) muestran lo anteriormente descrito, en donde también es posible apreciar que el área de vientos tangenciales más intensos está más extendida en la vertical con MRF. Los autores son concientes de que las diferencias en el proceso de intensificación y las estructuras verticales son resultado de la elección de un esquema de capa límite en particular. Sin embargo, son incapaces de concluir que parametrización es la más óptima para la predicción de la intensidad de CTs, principalmente, por el hecho de no poseer datos reales para comparar.

Los estudios previos demostraron, por separado, la dependencia del proceso de intensificación al coeficiente de arrastre y a la parametrización de capa límite. Considerando esto, Smith et al. (2010) realizaron simulaciones idealizadas de CTs usando diferentes es-

quemadas de capa límite. Ellos encontraron que los cambios en la intensidad del CT cuando el coeficiente de arrastre fue aumentado al doble o disminuido a la mitad (usando como referencia un valor estándar) depende del esquema de capa límite utilizado. En todos los esquemas, la intensidad se incrementa cuando la fuerza de arrastre aumenta desde  $C_D/2$  al valor estándar, y luego decrece cuando es aumentado al doble ( $2C_D$ ), por lo que el valor estándar del coeficiente de arrastre es el que provoca la mayor intensificación en todos los esquemas.

No es fácil responder la pregunta planteada por Smith & Thomsen sobre que parametrización de capa límite permite simular mejor el proceso de intensificación de los CTs, debido a la imposibilidad de comparar simulaciones idealizadas con casos reales de huracanes. Esta es la mayor motivación para el desarrollo de este estudio, que permitirá responder en algo esta pregunta usando algunas de las parametrizaciones de capa límite más usadas en el modelo de mesoescala WRF.

## **3. DATOS Y METODOLOGÍA**

### **3.1. Delimitación geográfica y temporal**

El área de estudio de esta investigación corresponde a la cuenca del Pacífico Oriental (ver figura 4). La delimitación temporal es el período de simulación del huracán Jimena que comienza a partir de las 00 UTC del 30 de Agosto hasta las 12 UTC del 2 de Septiembre de 2009.

### **3.2. Caso de estudio: Huracán Jimena**

En el año 2009 se formaron 18 CTs en la cuenca del Pacífico Oriental que alcanzaron la categoría de tormenta tropical. De estas tormentas, 7 alcanzaron la categoría de huracán y 4 la categoría de huracanes mayores. La actividad ciclónica comenzó con la formación del Huracán Andrés pasada la mitad de Junio. La figura 9 muestra todos los CTs formados en la cuenca del Pacífico Oriental, junto a la máxima intensidad y la extensión temporal. Los huracanes más intensos formados esta temporada fueron Felicia (cat. 4), Guillermo (cat. 3) y Jimena (cat. 4), en el mes de Agosto y Rick (cat. 5), en Octubre.

Jimena fue un intenso huracán categoría 4 en la escala Saffir-Simpson que pasó por la costa oeste de México, desplazándose por una de las trayectorias más típicas de los CTs en esta cuenca. Tocó tierra en la costa Pacífica de Baja California como un huracán categoría 2, siendo el CT más intenso que ingresó a tierra desde que hay registros en esta zona, causando violentos daños por las inundaciones, marejadas y fuertes vientos tanto en la península de Baja California como en el noroeste continental de México.

Jimena se formó a partir de una onda tropical que avanzó desde centroamérica hasta la cuenca del Pacífico Oriental y comenzó a desarrollarse entre los días 27 y 28 de Agosto de 2009. El avance hacia el oeste de esta onda la posicionó sobre aguas cálidas y un ambiente favorable para su desarrollo, desencadenando la formación de la onceava

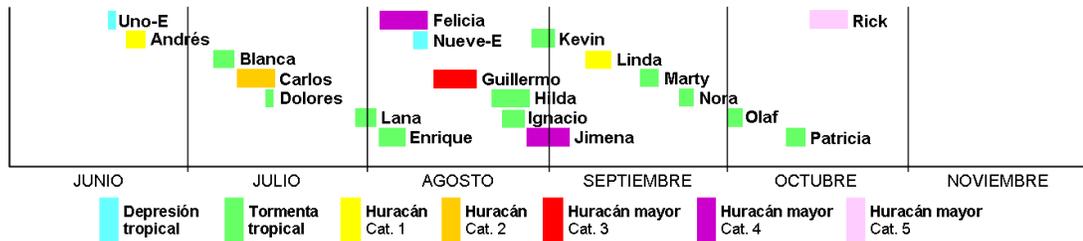


Figura 9: Extensión temporal (rectángulo) de los CTs formados en la cuenca del Pacífico Oriental el año 2009. Cada color representa la intensidad máxima alcanzada.

tormenta tropical de la temporada a las 1800 UTC del 28 de Agosto. Jimena tuvo una rápida intensificación, pasando de tormenta tropical a huracán en menos de 24 horas. Este proceso continuó, y los vientos de Jimena se hacían más intensos hasta llegar a 69.5 [m/s] a las 18 UTC del 31 de Agosto, convirtiéndola en un huracán categoría 4 en la escala Saffir-Simpson modificada<sup>5</sup>. La figura 10 (a) muestra la imagen en el canal visible del CT Jimena como huracán categoría 4 a las 1755 UTC del 31 de Agosto, en donde se puede observar la estructura típica de un ciclón completamente desarrollado: abundante actividad convectiva organizada hacia el centro del vórtice y un ojo claramente definido por la escasa nubosidad. Jimena toma una trayectoria hacia el noroeste durante todo su desarrollo, ingresando a tierra en Baja California como un huracán categoría 2. La figura 10 (b) muestra a Jimena horas después de tocar tierra en la Península. El ciclón se debilita, aunque no completamente, puesto que aún es posible apreciar una circulación cerrada en torno a un centro que ahora no posee un ojo distintivo.

### 3.3. Modelo WRF y fuentes de datos

En este estudio se realizaron simulaciones con el modelo WRF, las cuales se compararon con datos del Best Track del huracán Jimena, obtenidos del Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos. Para las condiciones iniciales y de contorno del modelo WRF se utilizaron datos del reanálisis CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) y GFS

<sup>5</sup>Jimena estuvo a solo 0.1 [m/s] de alcanzar la categoría 5.

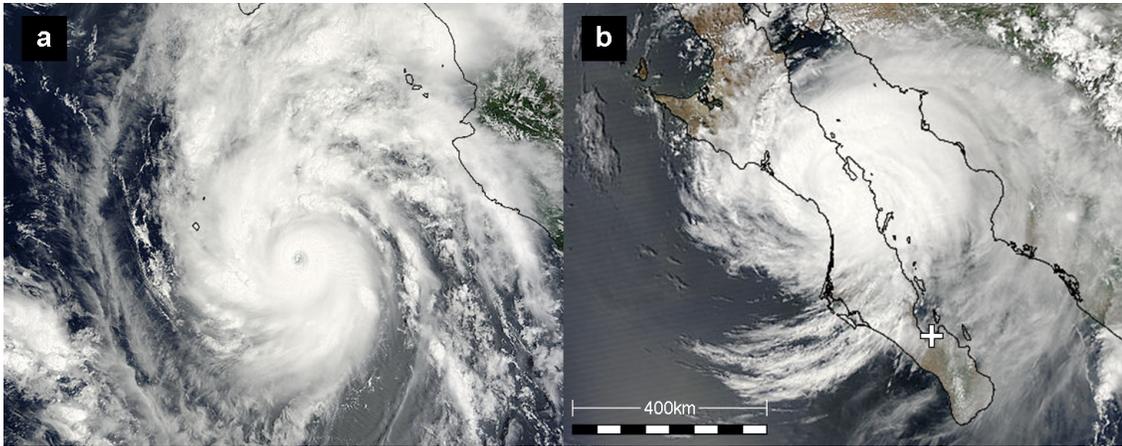


Figura 10: Imagen satelital del huracán Jimena en el espectro visible. La imagen (a) corresponde al 31 de Agosto de 2009 a las 1755 UTC y la imagen (b) al 2 de Septiembre de 2009 a las 2055 UTC. La cruz blanca (+) es una referencia a La Paz, Baja California Sur, México. La línea negra representa la costa del continente. Fuente: Satélite Terra, sensor MODIS Rapid Response, NASA/GSFC.

(Global Forecast System). A continuación se describe el modelo WRF y las configuraciones usadas en este estudio, así como las fuentes de datos.

### 3.3.1. Modelo WRF

El modelo WRF (Weather Research and Forecasting, por sus siglas en inglés) es un sistema de predicción del tiempo de mesoescala de nueva generación diseñado tanto para las investigaciones atmosféricas como para necesidades operacionales. Contiene dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos y una arquitectura de software que le permite realizar cálculos en paralelo. Este modelo funciona para un amplio rango de aplicaciones meteorológicas con escalas espaciales de metros a miles de kilómetros. Al ser un modelo de mesoescala permite obtener un mayor detalle en las simulaciones que los modelos globales. Al igual que otros modelos meteorológicos, el WRF no solo necesita de datos iniciales y de contorno para poder pronosticar, también requiere resolver las ecuaciones de la dinámica que rigen el comportamiento de la atmósfera mediante distintos métodos numéricos. Además, existen fenómenos físicos que son incapaces de resolverse

mediante estas ecuaciones y para esto se utilizan las parametrizaciones. El modelo WRF dispone de los últimos avances en parametrizaciones físicas, que comprenden diferentes categorías como: microfísica, parametrización de cúmulos, capa límite, modelo de suelo (superficie terrestre) y radiación.

### **3.3.2. Configuraciones utilizadas en el estudio**

En esta investigación el modelo WRF fue configurado con 3 dominios anidados cuya resolución horizontal es de 36, 12 y 4 [km]. La resolución espacial de los dominios se presenta en la tabla 3. Las salidas están cada 720 minutos en los dominios 1 y 2, y cada 180 minutos en el dominio 3. Se utilizan 54 niveles en la vertical para todos los dominios. La simulación se inicializa a las 00 UTC del 30 de Agosto de 2009 y finaliza a las 18 UTC del 2 de Septiembre de 2009.

Para el dominio 3 se utilizó la técnica de moving nest, en donde el dominio 3 sigue al centro del vórtice ciclónico. Este vórtice, además, debió ser creado artificialmente al momento de inicializar la simulación usando los datos de Jimena: a un radio de 40 [km] posee vientos máximos de 45 [m/s] y su centro esta ubicado en 15.4°N con 104.7°W.

Se utilizaron datos iniciales del modelo GFS y del reanálisis CFSR y, cada 6 horas, se utiliza la misma información como condición de contorno para las simulaciones. El modelo WRF posee una amplia gama de parametrizaciones de capa límite. Para este estudio, se utilizaron 4 esquemas en particular, presentados en la tabla 4 junto a una breve descripción.

A diferencia de las parametrizaciones de capa límite, el resto de las parametrizaciones no cambia con cada simulación. Las parametrizaciones físicas utilizadas en todas las simulaciones con WRF para este estudio son: microfísica de nubes (WRF Single-Moment 6-class), radiación de onda corta (RRTMG shortwave) y onda larga (RRTMG), capa superficial (Eta similarity), superficie de la tierra (Noah Land Surface Model) y

Tabla 3: Dominios (D1, D2 y D3) y características de la simulación con WRF. S-N: número de puntos en la dirección norte-sur, E-W: número de puntos en la dirección este-oeste, Dx y Dy: resolución horizontal, NV: niveles en la vertical e intervalo de tiempo para las salidas.

Dominios	S-N	E-W	Resolución Dx, Dy [km]	Niveles verticales	Salidas [min]
D1	200	320	36	54	720
D2	133	133	12	54	720
D3	199	199	4	54	180

parametrización de cúmulos (Tiedtke scheme, versión de la U. de Hawaii).

### 3.3.3. Reanálisis CFSR y Pronósticos Globales GFS

Todos los modelos de mesoescala requieren conocer el estado inicial de la atmósfera y las condiciones atmosféricas alrededor del dominio. Estos datos son conocidos como condiciones iniciales y de contorno, respectivamente. Los campos de las variables, tanto de inicio como de contorno provienen, generalmente, de otros modelos meteorológicos de mayor escala que el dominio más grande del modelo a utilizar, por ejemplo, de modelos y/o reanálisis globales.

Existe una variedad de reanálisis disponibles para usarse como condición de inicio y de borde en un modelo de mesoescala, tales como el reanálisis de NCEP (1990), NCEP-NCAR reanalysis (1996), ERA-15 (1997), entre otros. Sin embargo, la mayor parte de ellos poseen una resolución espacial bastante baja, cercana a 2.5x2.5° de grilla. El reanálisis CFSR (Saha et. al., 2010) contiene mejoras en comparación a los anteriores, especialmente, en lo que respecta a resolución espacial; ya que tiene una resolución de 0.5x0.5° en las variables en niveles de presión y una resolución de 0.3x0.3° para las variables de superficie y una resolución temporal de 6 horas. Para este estudio de sensibilidad se utilizaron los datos provenientes del reanálisis CFSR. También serán utilizados del modelo GFS, que posee una resolución espacial de 0.5x0.5° y una resolución temporal de 6 horas.

Tabla 4: Descripción de las parametrizaciones de capa límite utilizadas.

Parametrización de CL	Descripción
YSU (Yonsei-University)	Esquema turbulencia no local con una capa de arrastre explícita y un perfil parabólico de turbulencia en una capa mezclada (Hong et al. 2006).
MYJ (Mellor-Yamada-Janjic)	Esquema operacional de Eta. Pronóstico en un dimensión del TKE con mezcla vertical local (Mellor and Yamada, 1982).
QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination)	Opción de predicción del TKE que utiliza una nueva teoría para regiones estratificadamente estables. Uso de método del flujo de masa de la difusividad turbulenta con una convección somera (Sukoriansky et. al, 2005).
MYNN (Mellor-Yamada Nakanishi and Niino Level 2.5)	Predice, a nivel de subgrilla, los términos de TKE (Nakanishi & Niino, 2004).

### 3.3.4. Best track

El NHC (National Hurricane Center) en conjunto con el Central Pacific Hurricane Center (CPHC), ambas instituciones de Estados Unidos, publicaron en Abril de 2013 una base de datos llamada HURDAT2, como actualización a HURDAT1. HURDAT es una abreviación en inglés de “datos de huracanes”, y contiene la información cada 6 horas de diferentes parámetros meteorológicos del CT desde que este comenzó su proceso de formación, intensificación y posterior decaimiento y disipación. El best track de un huracán es construido a partir de diferente datos y observaciones, pudiendo ser mediciones de satélites, estaciones en superficie, barcos, boyas, entre otros. Se realiza un post proceso luego del paso del ciclón en donde se analiza toda la información disponible para estimar los vientos más intensos del CT, la presión mínima en superficie y la ubicación del centro del ciclón. Para el caso del huracán Jimena, los datos fueron obtenidos principalmente de observaciones satelitales. Los datos de best track contienen la siguiente información meteorológica:

- (i) Posición del CT, definido como las coordenadas geográficas del centro del vórtice.

(ii) Intensidad, definida como los vientos máximos y presión mínima del sistema.

(iii) Velocidad de desplazamiento, correspondiente a la distancia recorrida por el ciclón en un período de tiempo determinado.

(iv) Diámetro promedio de las isotacas de 17, 25 y 33 [m/s]. El best track contiene la posición en cada cuadrante (figura 11 b) de la distancia a la que se encuentran las isotacas anteriormente nombradas con respecto al centro del vórtice, por lo que se puede inferir la distancia diametral SW-NE, definida como  $d_1$  y NW-SE, definida como  $d_2$ , tal como se muestra en la figura 11 (a). El best track contiene la información de localización de los vientos de 17, 25 y 33 [m/s]. El primero de ellos, 17 [m/s] es el umbral que separa a las depresiones tropicales de tormentas tropicales, 25 [m/s] es un intermedio en la intensidad de tormenta y 33 [m/s] define la categoría de huracán.

### **3.4. Metodología**

#### **3.4.1. Simulación del huracán Jimena**

El primer grupo de 4 simulaciones se realizó utilizando condiciones iniciales y de contorno del reanálisis CFSR, cambiando la parametrización de capa límite (Jimena GFS-YSU, GFSF-MYJ, GFS-QNSE y GFS-MYNN). El segundo grupo de simulaciones utilizó condiciones iniciales y de contorno de GFS, cambiando la parametrización de capa límite (Jimena CFSR-YSU, CFSF-MYJ, CFSR-QNSE y CFSR-MYNN). En los grupos mencionados, se mantuvieron constantes los valores de velocidad de viento y radio del vórtice inicial. El tercer grupo de simulaciones utilizó datos iniciales y de contorno de CFSR, junto a la parametrización de capa límite de QNSE (Jimena CFSR-QNSE) y cambiando la condición del vórtice inicial: se aumentó el radio de 40 a 60 [km] (QNSE-R60km), se aumentó el viento de 45 a 55 [m/s] (QNSE-V55m/s) y no se utilizó el vórtice inicial (QNSE-No Tcv), obteniéndose 3 simulaciones.

Tabla 5: Nombre de cada simulación, junto a los datos iniciales y esquema de capa límite utilizado. Se incluye los datos de radio y velocidad de viento del vórtice inicial.

Simulaciones	Datos iniciales y de contorno	Esquema de CL	Vórtice Inicial	
			Radio [km]	Viento [m/s]
CFSR-YSU	CFSR	YSU	40	45
CFSR-MYJ	CFSR	MYJ	40	45
CFSR-QNSE	CFSR	QNSE	40	45
CFSR-MYNN	CFSR	MYNN	40	45
GFS-YSU	GFS	YSU	40	45
GFS-MYJ	GFS	MYJ	40	45
GFS-QNSE	GFS	QNSE	40	45
GFS-MYNN	GFS	MYNN	40	45
QNSE-R60km	CFSR	QNSE	60	45
QNSE-V55m/s	CFSR	QNSE	40	55
QNSE-No T <sub>cv</sub>	CFSR	QNSE	-	-

### 3.4.2. Comparación de las trayectorias, intensidades y estructuras horizontales de las simulaciones con observaciones de best track.

A partir de las simulaciones se obtuvo la información de la posición, intensidad, velocidad de desplazamiento y diámetro de las isotacas de 17, 25 y 33 [m/s] del ciclón tropical, para comparar con la información del best track. Estas comparaciones se realizaron utilizando el error promedio o sesgo, definido como la suma de las diferencias entre los datos simulados y los datos observados, dividido por la cantidad de datos.

Para un análisis detallado, se utilizó la asimetría del ciclón usando la información de los diámetros. La asimetría se definió como:

$$As = d1/d2$$

Donde  $d1$  es la distancia en la dirección NE-SW y  $d2$  la distancia NW-SE de las isotacas de 17, 25 y 33m/s. Cuando  $As > 1$  el ciclón está más extendido en la dirección SW-NE, mientras que si  $As < 1$  implica que el huracán está más extendido en la dirección

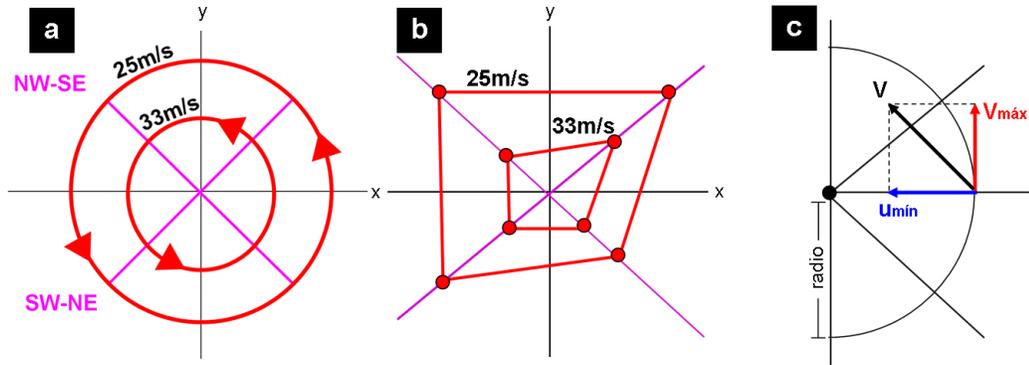


Figura 11: Representación esquemática de: (a) diámetro NW-SE y SW-NE de Jimena para las isotacas de 25 y 33 [m/s], (b) asimetría de Jimena a las 00 UTC del 1 de Septiembre de 2009, y (c) descomposición del vector viento en su componente radial ( $u_{mín}$ ) y componente tangencial ( $V_{máx}$ ).

NW-SE. El caso  $A_s = 1$  describe un ciclón simétrico en ambos diámetros. Un ejemplo de una asimetría  $A_s > 1$  para las isotacas de 25 y 33 [m/s] se presenta en la figura 11 (b). Es posible observar la forma extendida en el diámetro SW-NE del CT Jimena a las 00 UTC del 1 de Septiembre. La asimetría calculada para este momento en el tiempo es de 1.1 para la isotaca de 25 [m/s] y 1.5 para la isotaca de 33 [m/s].

### 3.4.3. Análisis de la distribución horizontal de los vientos

Desde las simulaciones, es posible extraer la distribución horizontal de los vientos en superficie. Esta información, si bien no es posible de comparar con datos reales, entregan una idea clara de la ubicación de áreas de vientos débiles o intensos, especialmente en la pared del ojo. Las comparaciones entre las simulaciones se realizaron para 3 momentos en el tiempo: en el inicio de la simulación, pasada 6 horas de inicializado el modelo y cuando los CTs se posicionan en un mismo lugar en latitud y longitud. Las diferencias descritas son principalmente cualitativas.

### 3.4.4. Análisis de la estructura vertical de Jimena

En el primer grupo de simulaciones que iniciaron con CFSR, el dominio 3 fue transformado de coordenadas cartesianas a coordenadas cilíndricas. En coordenadas cartesianas cada variable está definida por su posición en el eje y (latitud), eje x (longitud) y eje z (altura). La transformación a coordenadas cilíndricas permite definir a las variables por su posición con respecto al centro del ciclón (radio), el ángulo formado y la altura. Luego de este proceso, se realizó un promedio azimutal de las variables, obteniendo un plano bidimensional. Las variables meteorológicas quedaron definidas por la distancia al centro del ciclón (radio) y la altura. Este proceso fue realizado para dos de las cuatro simulaciones, las que utilizaron los esquemas de CL QNSE y MYNN. Además, la transformación se llevó a cabo en dos momentos en el tiempo: a las 06 UTC del 30 de Agosto y a las 00 UTC del 31 de Agosto. Cuando los ciclones simulados se intensifican de categoría 1 de huracán a categoría 3 en la simulación con QNSE y de categoría 1 a 2 en la simulación con MYNN.

La estructura vertical del huracán se compone de la componente radial ( $u_{min}$ ) y tangencial ( $v_{max}$ ) del vector viento ( $V$ ), tal como se muestra en la figura 11 (c). Se compararon cuantitativa y cualitativamente las estructuras verticales de los ciclones simulados con QNSE y MYNN. Además, se analizaron las fuerzas dominantes en el huracán cuando este se intensificó, utilizando la ecuación de viento gradiente:

$$F_n = \frac{V^2}{R} + fV - \frac{\partial P}{\partial R} \frac{1}{\rho}$$

Para estudiar en que regiones ocurrían desviaciones de viento gradiente, así como la magnitud de estas desviaciones. Si  $F_n$  es 0 se cumple el balance de viento gradiente. Si  $F_n > 0$  se presenta un desbalance del viento gradiente conocido como viento supergradiente y, si  $F_n < 0$ , se presenta viento subgradiente.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Sensibilidad a diferentes esquemas de capa límite

#### 4.1.1. Trayectoria de Jimena

Las simulaciones muestran una tendencia de los vórtices ciclónicos a desplazarse hacia el continente a medida que avanzan hacia el norte (figura 12). Los menores errores de la posición del huracán con respecto al best track los podemos encontrar al inicio de la simulación, tal como se aprecia en la figura 13 (a). Estos errores se van incrementando en el tiempo debido a dos factores: la dirección, puesto que todos los ciclones simulados presentan una desviación hacia el este que provoca que el error de la posición se incrementa en el tiempo; y la velocidad de desplazamiento, que en la mayor parte de los casos es sobrestimada por las simulaciones.

La simulación que utiliza la parametrización QNSE presenta los mayores errores en la posición, alcanzando casi 1500 [km] al final del período de simulación. Es posible observar en la figura 12 como el centro del ciclón simulado con QNSE desaparece del área plotada llegando tan al norte a las 06 UTC del 2 de Septiembre, que es posible ubicarlo en medio del desierto de Arizona a unos 151 [km] al este de Las Vegas, Estados Unidos. La velocidad de desplazamiento juega un rol importante en el incremento del error al pasar las horas, puesto que la simulación con QNSE sobrestima la velocidad de desplazamiento real de Jimena, en promedio, en 12.9 [km/h]. Esta es la mayor sobrestimación de la velocidad entre todas las simulaciones, como se aprecia en la figura 13 (b). Un comportamiento similar se presenta para el CT simulado con MYJ, que alcanza errores en la posición cercanos a 1000 [km] al final del período simulado y sobrestima la velocidad de desplazamiento de Jimena, en promedio, en 9.0 [km/h].

Las simulaciones con YSU y MYNN presentan un comportamiento similar. El error de la posición es mayor en el ciclón simulado con MYNN hasta las 12 UTC del 31 de Agosto. Desde este punto en adelante los mayores errores se presentan con la simulación

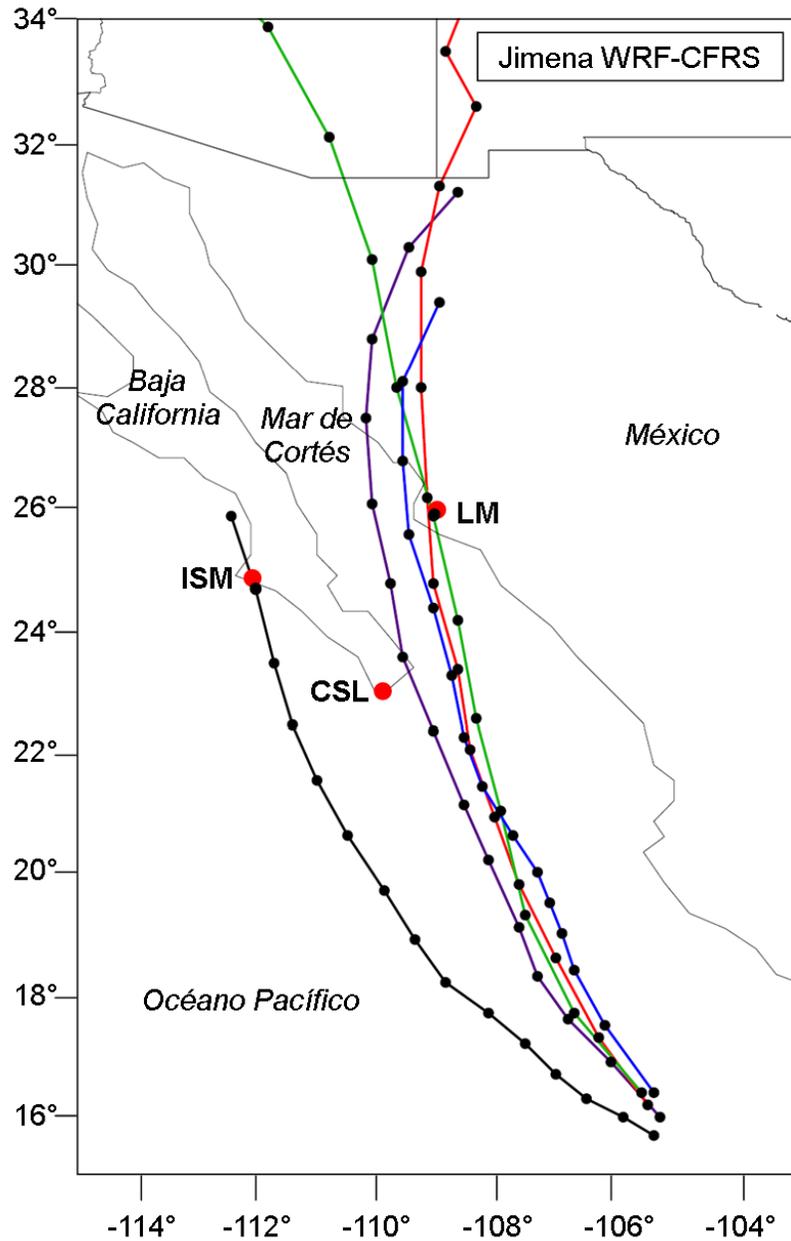


Figura 12: Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 12 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones con WRF-CFRS están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: morado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM).

YSU. La velocidad de desplazamiento simulada con esta última parametrización presenta una sobrestimación promedio de alrededor de 5.0 [km/h], mientras que con MYNN se registran los menores errores entre todas las simulaciones tanto para el error de posición, que promedia 296.5 [km], como para la velocidad de desplazamiento, que sobrestima en tan solo 2.0 [km/h] la velocidad real de Jimena.

Esta sobrestimación de la velocidad real de desplazamiento de todas las simulaciones provoca que los CTs ingresen a tierra antes de lo que ocurre en la realidad. En la figura 12 se puede apreciar como las trayectorias ingresan al continente cerca de la localidad de Los Mochis, México, pero en diferentes momentos: el ciclón simulado con el esquema QNSE permanece 36 horas sobre el mar y toca tierra a las 18 UTC del 31 de Septiembre, con el esquema MYJ el ciclón está 42 horas sobre el océano e ingresa a tierra a las 06 UTC del 1 de Septiembre, mientras que con el esquema YSU el ciclón ingresa rápidamente a tierra por primera vez al sur de Baja California pasadas 42 horas de iniciada la simulación. Sin embargo, entra al mar de Cortés, donde permanece más tiempo sobre el mar, ingresando al norte de Los Mochis pasadas 66 horas desde el inicio de la simulación, a las 00 UTC de 2 de Septiembre. Con el esquema MYNN, el ciclón se mantiene sobre el mar 72 horas, ingresando a tierra a las 06 UTC del 2 de Septiembre. En la realidad, Jimena tocó tierra cerca de 350 [km] al oeste de Los Mochis en Isla Santa Margarita, Península de Baja California y a 84 horas del inicio de la simulación, a las 12 UTC del 2 de Septiembre de 2009.

#### **4.1.2. Vientos máximos y presión mínima**

La presión mínima y los vientos máximos en superficie son dos expresiones de la intensidad de un CT. La figura 14 muestra la evolución temporal de estos parámetros, en donde es posible apreciar que todas las simulaciones, no importando que parametrización se utilice, sobrestiman la presión mínima y subestiman los vientos máximos de Jimena. Además, existen diferencias entre las simulaciones, particularmente, al finalizar el período

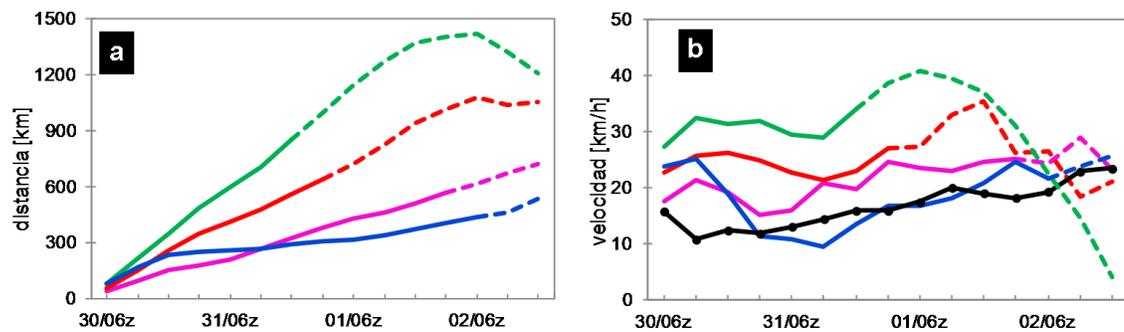


Figura 13: Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) la velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las línea continua representa al ciclón sobre el mar y la línea segmentada cuando está sobre tierra. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009.

analizado,, debido que los CTs simulados ingresan al continente en diferentes momentos, provocando un decaimiento de la intensidad que comienza primero con el huracán simulado con QNSE, luego con MYJ, YSU y finalmente con MYNN.

El análisis de los vientos máximos y la presión mínima de los CTs sobre el área oceánica elimina la gran variabilidad que se presenta cuando estos ingresan a tierra. Bajo condiciones similares de trayectoria sobre el mar, las parametrizaciones comienzan a ser el factor predominante en las diferencias en intensidad, tanto en los vientos máximos como en la presión mínima. La ciclogénesis, la intensificación y la madurez de estos sistemas meteorológicos se produce sólo sobre las áreas oceánicas. Cuando un huracán ingresa al continente la superficie terrestre genera un efecto adverso en el desarrollo ciclónico, debido a que se pierde la fuente de energía y de humedad del océano, aumenta la fricción y el sistema se comienza a desorganizar, propiciando la ciclólisis tropical. Para eliminar el efecto del continente sobre los ciclones, y considerando que sobre el continente se debilitan rápidamente, se compararon las variables de intensidad de viento y presión cuando los vórtices simulados se encuentran sobre el mar.

La simulación con el esquema QNSE muestra que Jimena se desplaza a mayor veloci-

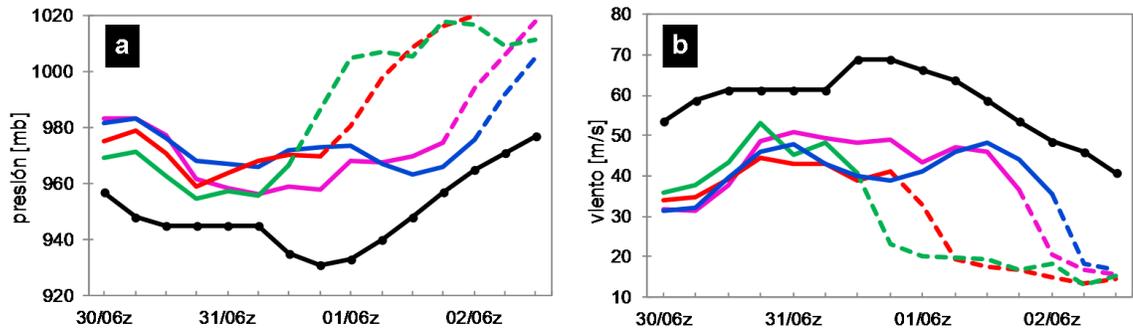


Figura 14: Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las línea continua representa al ciclón sobre el mar y la línea segmentada cuando está sobre tierra. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009.

dad y toca tierra antes que las otras simulaciones; sin embargo, en el período de tiempo en el que el huracán está sobre el océano, QNSE presenta las mejores estimaciones de intensidad de vientos máximos con un error promedio de  $-15.6$  [m/s]. Lo mismo sucede con la presión, en donde el error promedio es el más bajo de todas las simulaciones antes de ingresar al continente y alcanza  $14.4$  [mb]. Esto es posible de observar en la figura 14, en donde la línea verde que representa la presión mínima y los vientos máximos simulados con QNSE se encuentran más cerca de la línea del best track cuando se encuentra sobre el océano (línea continua). El vórtice ciclónico simulado con MYJ posee un comportamiento similar a QNSE en cuanto a trayectoria y cantidad de tiempo sobre el océano; sin embargo, posee la peor estimación de los vientos máximos alcanzando un error promedio de  $-22.0$  [m/s]. Con respecto a la presión, el error se encuentra en torno a los  $25.6$  [mb]. Las simulaciones con YSU y MYNN se comportan de manera similar ya que el vórtice simulado se desplaza más lento que en QNSE y MYJ sobre el mar. Ambos ciclones ingresan a tierra con 6 horas de diferencia entre sí. El CT simulado con YSU presenta un error promedio de la presión de  $24.5$  [mb] y de vientos máximos de  $-18.2$  [m/s], mientras que con MYNN el error de la presión es el mayor de todas las simulaciones, alcanzando

27.3 [mb].

El proceso de intensificación del CT es simulado de mejor manera por el esquema QNSE, aunque se encuentra menos tiempo sobre el océano. Esta simulación muestra que el CT es capaz de intensificarse hasta alcanzar las mejores estimaciones de vientos y de presión. Por el contrario, el CT simulado con MYNN permanece 52 horas más sobre el mar que el simulado con QNSE, pero, aún así, la presión mínima registrada alcanza las mayores diferencias con respecto al best track. La parametrización QNSE tiende a crear un ciclón más intenso de manera más rápida y en un período de tiempo inferior, mientras que la parametrización con MYNN a pesar de seguir una trayectoria similar, a una velocidad inferior y con más tiempo sobre el mar, no genera un proceso de intensificación importante en ningún momento de la simulación.

#### **4.1.3. Estructura horizontal de los vientos: distribución espacial, diámetro y asimetría**

Las diferencias presentes en la intensidad de los ciclones simulados con diferentes esquemas de capa límite también son posibles de apreciar al analizar la distribución espacial de los vientos en superficie. Las 4 simulaciones son inicializadas bajo las mismas condiciones, incluido el vórtice artificial. Sin embargo, cuando el modelo comienza a generar la condición de inicio usando las distintas parametrizaciones, es posible notar importantes diferencias entre ellas, como se muestra en la figura 15. La parametrización de capa límite juega un rol importante en la intensidad desde el primer momento. Como se puede apreciar en la figura, las simulaciones con YSU y MYNN muestran un ciclón más débil que las simulaciones con MYJ y QNSE. La estructura tiende a ser similar, con 3 zonas de vientos intensos alrededor del ojo. Sin embargo, la magnitud es diferente. La zona de vientos intensos con QNSE supera los 40 [m/s] y en MYJ los 38 [m/s], mientras que el área de vientos más intensos en YSU y MYNN no supera los 34 [m/s].

La inicialización del vórtice artificial, como fue mencionado en la metodología, utilizó

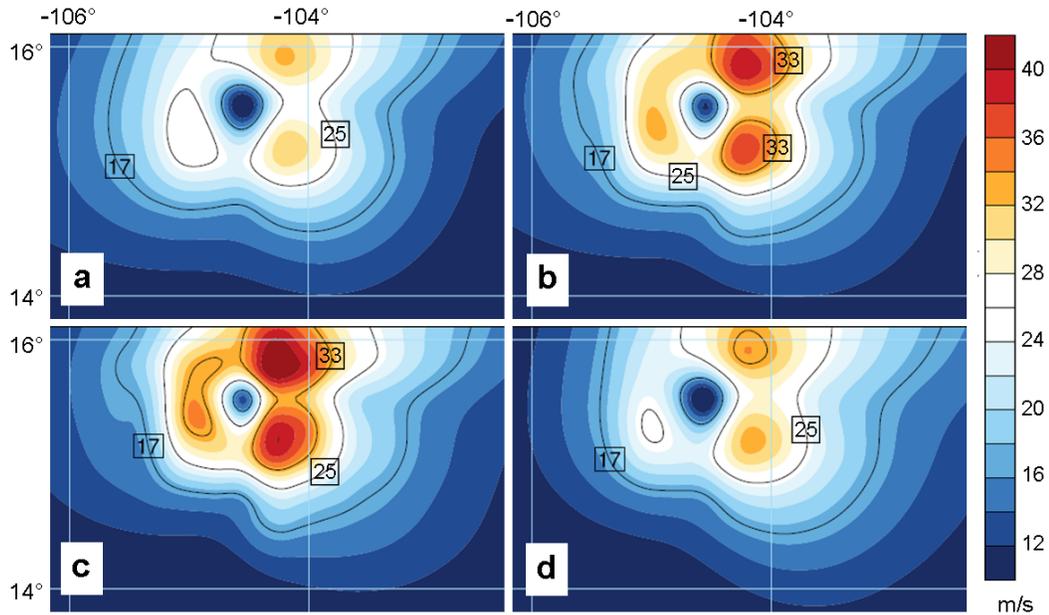


Figura 15: Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena a las 00 UTC del 30 de Agosto de 2009. En (a) se muestra la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros.

una intensidad de viento de 45 [m/s]. Las simulaciones, excepto con QNSE, debilitan al ciclón inmediatamente en la condición de inicio. El ciclón simulado con YSU alcanza vientos máximos de 33 [m/s], mientras que con MYNN y MYJ hay un leve incremento a 35 y 41 [m/s], respectivamente. La simulación con QNSE registra vientos máximos de 45.8 [m/s], similar a la intensidad inicializada con el vórtice artificial.

Desde el inicio las diferencias en la intensidad del viento son notorias, y pasadas 6 horas de simulación se mantienen estas desigualdades sumándose un nuevo factor: la distribución horizontal de los vientos. A las 06 UTC del 30 de Agosto todas las simulaciones presentan una extensa área que encierra vientos de 17 [m/s] o más, como se muestra en la figura 16. Sin embargo, la isotaca de 25 [m/s] no está completamente cerrada en las simulaciones con YSU, MYJ y MYNN, mostrando una abertura de vientos más débiles en el cuadrante suroeste. Por el contrario, la simulación con QNSE si muestra un contorno cerrado de la isotaca de 25 [m/s] alrededor del centro del ciclón. Para el caso del umbral

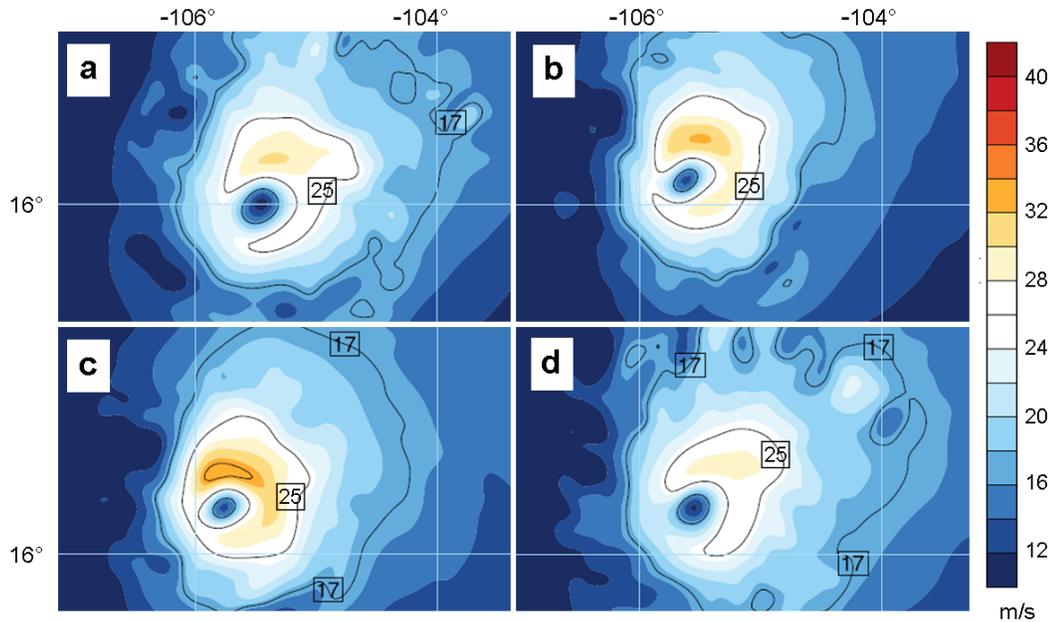


Figura 16: Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena a las 00 UTC del 30 de Agosto de 2009. En (a) se muestra la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros.

de 33 [m/s] sólo QNSE es capaz de encerrar un área, aunque pequeña, de vientos que superan la intensidad de huracán, denotando que la simulación bajo este esquema de capa límite muestra más intensidad que el resto de los CTs simulados que no son capaces de desarrollar.

Los análisis previos mostraban a las simulaciones en un mismo momento en el tiempo. Como se ha mencionado en la sección anterior, la velocidad de traslación y la trayectoria son distintas en cada simulación. Por esta razón, se ha tomado un momento en el tiempo para cada simulación en donde los centros de los ciclones se ubican en posiciones similares, que en este caso corresponde a los 108°W y 21°N. Es posible observar en la figura 17 que las simulaciones con YSU y QNSE encierran el contorno de 33 [m/s] de manera completa alrededor del centro del ciclón. Además, se aprecia un área de vientos intensos superior a los 40 [m/s] en ambos casos. Esta área de vientos intensos, presentados en la figura 17 (a) y (c), está relacionada con la pared del ojo, la zona donde los vientos son más fuertes dentro del sistema tropical. En esta región, el ciclón simulado con QNSE

alcanza vientos máximos de 53.1 [m/s], mientras que el ciclón con YSU bordea los 50 [m/s]. Para los casos presentados en (b) y en (d), correspondientes a MYJ y MYNN, los contornos de la isotaca de 33 [m/s] no encierran por completo el centro del ciclón. Además, el área de vientos intensos es de menor magnitud y extensión en comparación a las simulaciones anteriores. En esta región los vientos máximos simulados con MYNN alcanzan 39.9 [m/s], mientras que con MYJ alcanzan los 42.8 [m/s].

El proceso de ciclogénesis de los CTs, incluida la intensificación hasta formar grandes huracanes, requiere por sobre todas las cosas que el sistema meteorológico se encuentre sobre un océano cálido, generalmente, con temperaturas superficiales del mar superiores a 26.5°C (Gray, 1968). Bajo esta premisa, un CT que permanezca más tiempo sobre el mar y en condiciones atmosféricas apropiadas debería poder intensificarse de manera más rápida que un ciclón que permanezca menos tiempo sobre el agua, gracias a las grandes cantidades de energía y humedad que la superficie marina entrega al huracán. Las simulaciones muestran que no hay una concordancia entre el tiempo sobre el mar y la intensificación. Por ejemplo, QNSE es capaz de formar un ciclón de gran intensidad tan sólo 24 horas de iniciada la simulación (ver figuras 14 y 17). Con la parametrización MYNN, el ciclón simulado pasa 36 horas más que QNSE sobre el mar y, aún así, no se observa una estructura intensa ni vientos máximos de gran magnitud.

Además de la intensidad y distribución horizontal de los vientos, el diámetro promedio del ciclón es también un aspecto a comparar con la realidad. Cuando Jimena se intensifica, el diámetro promedio de 25 [m/s] aumenta en casi 100 [km], como se muestra en línea negra en la figura 18 (c). Los CTs simulados, si bien sobrestiman en la mayor parte del tiempo el diámetro, presentan un paulatino aumento, llegando a valores cercanos a la realidad a medida que avanzan por el Océano Pacífico hasta antes de tocar tierra. Para el diámetro de 33 [m/s] el best track muestra un aumento paulatino con el pasar de las horas, como se aprecia en la figura 18 (d). Los CTs poseen un sesgo promedio en torno a los 40 [km] y, en un principio, las simulaciones estiman el diámetro real de

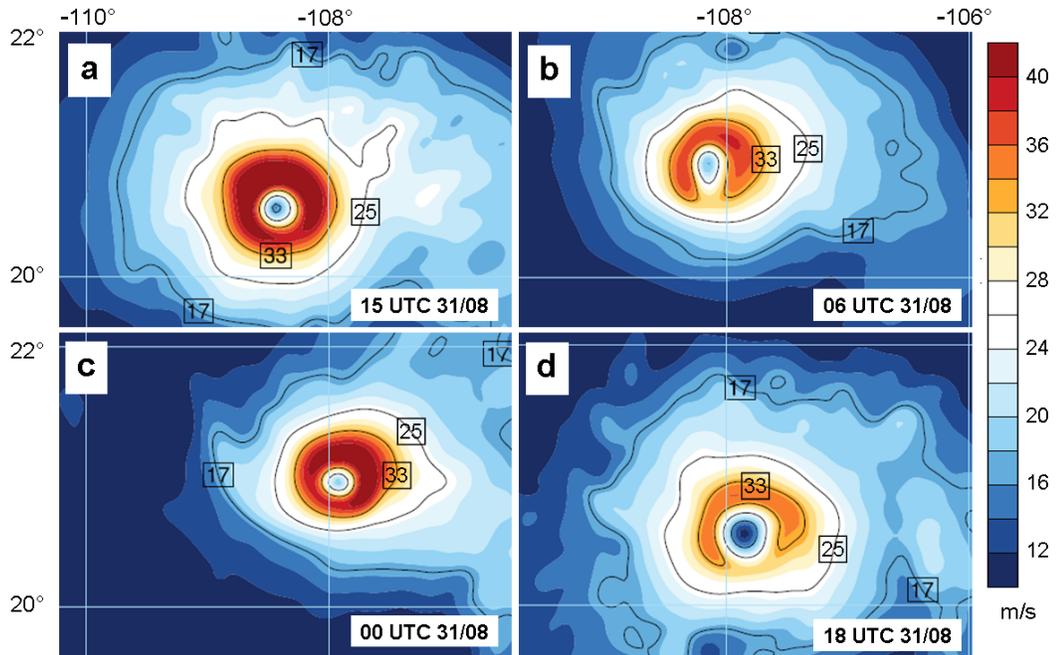


Figura 17: Mapa de vientos a 10 [m] simulados del Huracán Jimena en la ubicación aproximada de 21°N y 108°W. En (a) la simulación con el esquema YSU, (b) MYJ, (c) QNSE y (d) MYNN. El tiempo se presenta en la esquina inferior derecha de cada panel. Las isotacas de 17 [m/s], 25 [m/s] y 33 [m/s] están ploteadas en contornos negros.

Jimena, excepto por MYNN, que no presenta un área de vientos huracanados, por lo que el diámetro es de 0 [km]. Sin embargo, si observamos la figura 16, sólo es posible observar un área de vientos cercano a 33 [m/s] en YSU, QNSE y MYJ en el cuadrante noreste, provocando que el diámetro promedio esté sólo determinado por un radio desde el centro hasta un punto con vientos de 33 [m/s] en este cuadrante. Cuando los ciclones se intensifican, la formación de un área de vientos de huracanados alrededor del ojo del ciclón genera que el diámetro se incremente, puesto que ahora es posible encontrar vientos de 33 [m/s] en todos los cuadrantes. La figura 18 (d) muestra que, la mayor parte del tiempo, las simulaciones sobrestiman el diámetro promedio de Jimena.

Para el caso del diámetro de 25 [m/s], el error promedio más bajo lo posee la simulación con MYJ con 29.6 [km]. El CT simulado con QNSE posee el error promedio más alto, con 71.2 [km]. La situación se repite para el diámetro de 33 [m/s]. Los menores errores se presentan en el CT con MYJ, que alcanza 27.9 [km] y con QNSE el error está

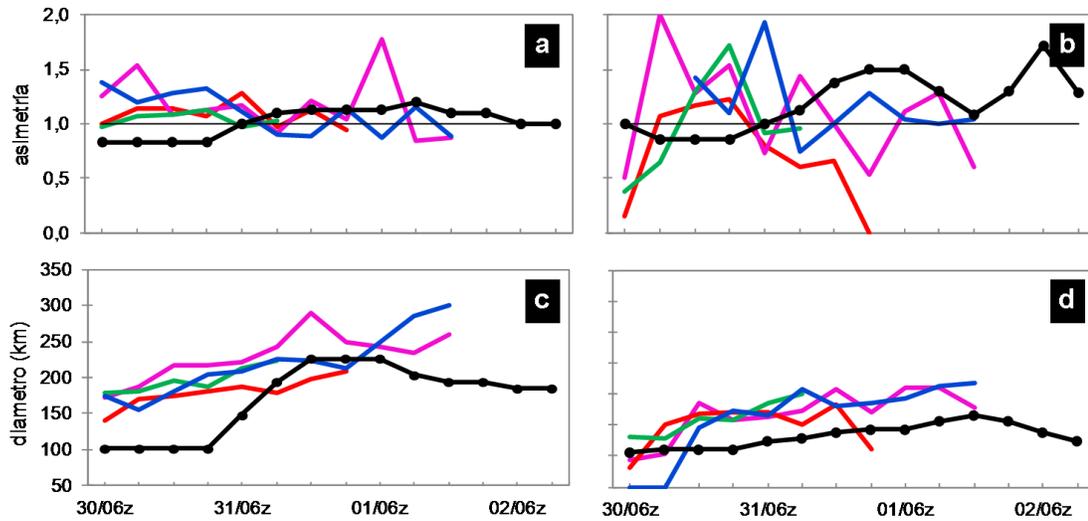


Figura 18: Asimetría (paneles a y b) y diámetro promedio (c y d) del huracán. Los paneles a y c corresponden a la isotaca de 25 [m/s], mientras que para b y d corresponden a la isotaca de 33 [m/s]. Las simulaciones con WRF-CFSR están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las líneas representan al ciclón simulado cuando se encuentra sobre el océano. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009.

cerca de 46 [km].

El análisis de las asimetrías, tanto para 25 como 33 [m/s], muestra que la asimetría del huracán Jimena cambia cuando el ciclón se intensifica. Esto es posible de observar sólo con QNSE y MYJ. Las figuras 18 (a) y (b) muestran que alrededor de las 00 UTC del 31 de Agosto, momento de máxima intensidad del ciclón con QNSE, las asimetrías alcanzan los valores más altos, tal como sucede con Jimena en la realidad cuando alcanza las mayores intensidades. El ciclón simulado con MYJ muestra una tendencia similar, especialmente en la asimetría con 25 [m/s], aunque en 33 [m/s] también se observa un cambio en la asimetría cuando alcanza el momento de mayor intensidad a las 00 UTC del 31 de Agosto. Por otro lado, los CTs simulados con MYNN y YSU muestran una tendencia a disminuir su asimetría al pasar el tiempo.

La estructura horizontal de los vientos muestran diferencias notorias desde el primer momento de simulación, especialmente, en la formación de un área de vientos en los

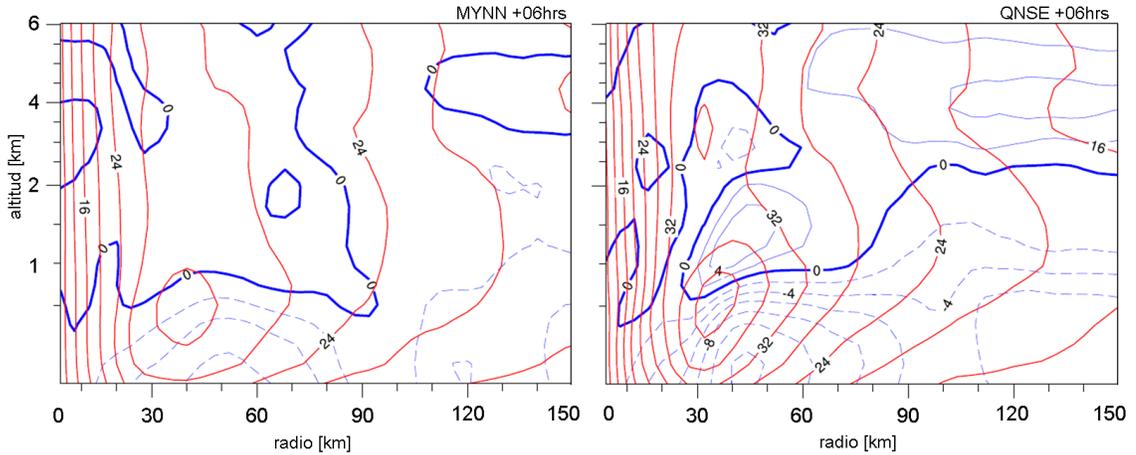


Figura 19: Corte transversal-vertical del promedio azimutal del viento radial [m/s] (línea azul, valores negativos se muestran en líneas segmentadas cada 2 [m/s]) y vientos tangenciales [m/s] (línea roja, cada 4 [m/s]) a 6 horas de iniciada la simulación. El panel de la izquierda muestra la simulación con MYNN y a la derecha con QNSE.

ciclones simulados con QNSE y YSU, demostrando que la parametrización de capa límite si juega un rol importante en la intensidad de los vientos en superficie. La simulación con QNSE crea un ciclón más intenso que el resto de las simulaciones, aunque con un diámetro promedio mayor, pero siguiendo los cambios de las asimetrías del huracán Jimena cuando se intensifica.

## 4.2. Estructura vertical

Las teorías de intensificación de los CTs sugieren que la convergencia de masa se produce en la capa límite. Esta convergencia, provocada por la componente radial del viento, se produce en la región de la pared del ojo del ciclón. Ya se ha mencionado que la simulación que utiliza la parametrización QNSE es capaz de generar un ciclón muy intenso, alcanzando los valores de presión mínima y vientos máximos más cercanos a la realidad. Por el contrario, la simulación que utiliza la parametrización MYNN crea un ciclón menos intenso y alcanza los mayores errores con respecto al best track.

#### 4.2.1. Vientos radiales y tangenciales

La estructura vertical a 6 horas de iniciada la simulación, presentada en la figura 19, muestra que los vientos tangenciales son más intensos en la simulación con QNSE que con MYNN, consistente con el hecho de que el huracán simulado bajo este esquema de capa límite presenta mayores intensidades de vientos. Para ambos casos, esta área de vientos tangenciales intensos se ubica, aproximadamente, a 500 metros de altura y entre 30 a 40 [km] de distancia desde el centro del ciclón.

La profundidad a la que se encuentra el flujo hacia el centro del ciclón (viento radial) es relativamente similar en ambos esquemas, alcanzando aproximadamente poco más de 500 metros de altura. Sin embargo, es posible notar diferencias en la magnitud: con MYNN el flujo hacia el centro alcanza mínimos de hasta -6 [m/s], mientras que con QNSE bordea los -12 [m/s]. Inmediatamente sobre el área de vientos tangenciales más intensos, se presenta un área de vientos radiales positivos aproximadamente a 1.5 [km] de altura, correspondiente a un flujo saliente en dirección hacia la parte externa del CT, aunque es sólo apreciable en la simulación con QNSE. Esta situación ha sido documentada previamente por autores como Smith et al. (2011) que, utilizando diferentes esquemas de capa límite en simulaciones idealizadas de CTs, observaron este dipolo de vientos radiales en la simulación que presentaba las mayores intensidades de viento. Esta circulación es conocida como circulación secundaria; la convergencia de masa en superficie genera que esta se concentre en el centro del ciclón, y por continuidad, esta debe ascender y circular hacia fuera del sistema (Holton, 2004).

Pasadas 24 horas de iniciada la simulación, los vientos radiales y tangenciales son más intensos en comparación al tiempo anterior analizado. Para el caso del viento radial, este alcanza valores cercanos a -24 [m/s] con QNSE, mientras que con MYNN, si bien se presenta un aumento en la intensidad, sigue siendo inferior en magnitud bordeando -12 [m/s]. En ambos esquemas la profundidad de la zona que presenta este flujo hacia el centro está más extendida en la vertical, como se aprecia en la figura 20, alcanzando

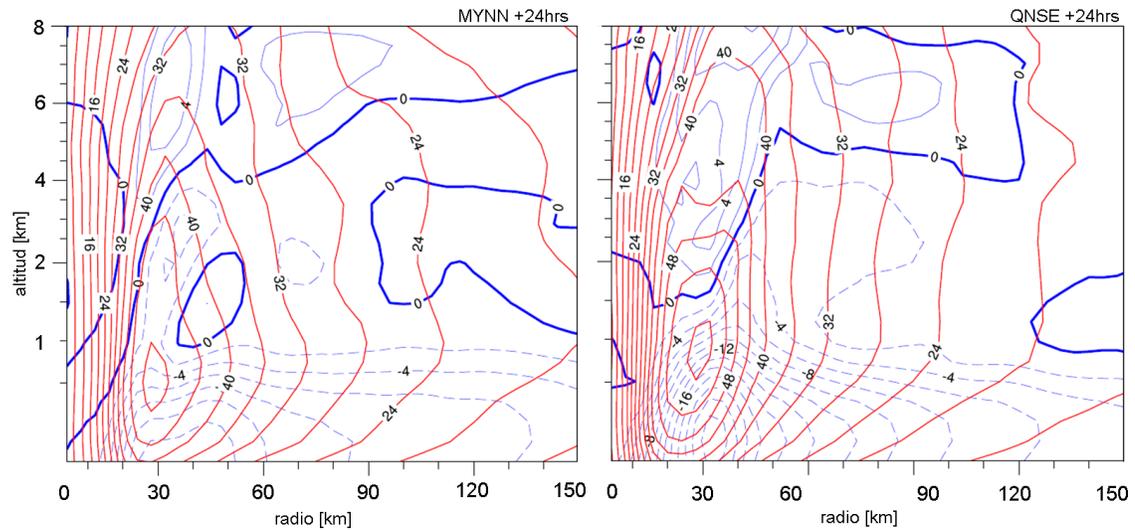


Figura 20: Corte transversal-vertical del promedio azimutal del viento radial [m/s] (línea azul, valores negativos se muestran en líneas segmentadas cada 2 [m/s]) y vientos tangenciales [m/s] (línea roja, cada 4 [m/s]) a 24 horas de iniciada la simulación. El panel de la izquierda muestra la simulación con MYNN y a la derecha con QNSE.

entre 1.5 y 4 [km] de altura. Además, en ambas simulaciones aparece un área de vientos radiales positivos sobre esta zona, aunque son de mayor magnitud para QNSE desplazados en la vertical entre 2 y 8 [km] de altura. En el caso de MYNN, en general, este flujo saliente se encuentra sobre los 4 [km] de altura.

La magnitud y la extensión del flujo hacia el centro del ciclón está estrictamente relacionado con la intensidad del huracán. A mayor intensidad del flujo, mayor será la convergencia superficial. La convergencia de las parcelas de aire provoca su ascenso en la pared del ojo, generando una disminución de la presión en superficie, aumentando el gradiente de presión y aumentando la intensidad del viento (Smith & Thomsen, 2010; Smith et. al., 2011). El rol de la capa límite en un huracán es generar convergencia de masa en niveles más bajos, propiciando el ascenso de las parcelas, inestabilidad y una intensificación del ciclón.

La estructura de los vientos tangenciales también muestran un máximo, como se ha mencionado, sobre los 500m. Desde esta altura y hacia abajo el viento tangencial se hace más débil, y hacia niveles altos, también se debilitan. Esto es posible de observar en las

figuras 19 y 20, y se produce porque en los niveles más bajos de la tropósfera la fricción genera que el viento que circula tangencialmente alrededor del centro del ciclón comience a tomar una componente radial con dirección al centro del vórtice. Mientras más cerca de la superficie, más débil será el viento tangencial y más intenso el viento radial.

#### 4.2.2. Balance del viento gradiente en los CTs simulados

En la sección 2.1.2 se mencionó el balance de flujo presente en las distintas regiones de los CTs. En la región de la pared del ojo, donde se ubican los vientos más intensos, se puede considerar balance de viento gradiente (número de Rossby  $R_0 \sim 10$ ), definido por la ecuación:

$$\frac{V^2}{R} + fV = \frac{\partial P}{\partial R} \frac{1}{\rho}$$

En donde la fuerza centrífuga y la fuerza de Coriolis contrarrestan a la fuerza del gradiente de presión, por lo que el balance neto de fuerzas estaría definido como:

$$F_n = \frac{V^2}{R} + fV - \frac{\partial P}{\partial R} \frac{1}{\rho}$$

En donde  $V$  es la velocidad tangencial ( $v_{m\acute{a}x}$ ),  $R$  es el radio al centro del ciclón,  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $\rho$  es la densidad y  $P$  es la presión. La fuerza centrífuga, que es el primer término de la ecuación de izquierda a derecha posee una dirección hacia afuera del ciclón, al igual que la fuerza de Coriolis, que es el segundo término de la ecuación, mientras la fuerza del gradiente de presión posee una dirección hacia el centro del vórtice. La fuerza neta resultante bajo este balance es 0.

A 6 horas de iniciada la simulación, la fuerza de gradiente de presión y la fuerza centrífuga alcanzan mayor magnitud en la simulación con QNSE que con MYNN. Esto es posible observar en las figuras 21 (a) y (b). El CT simulado bajo el esquema de capa

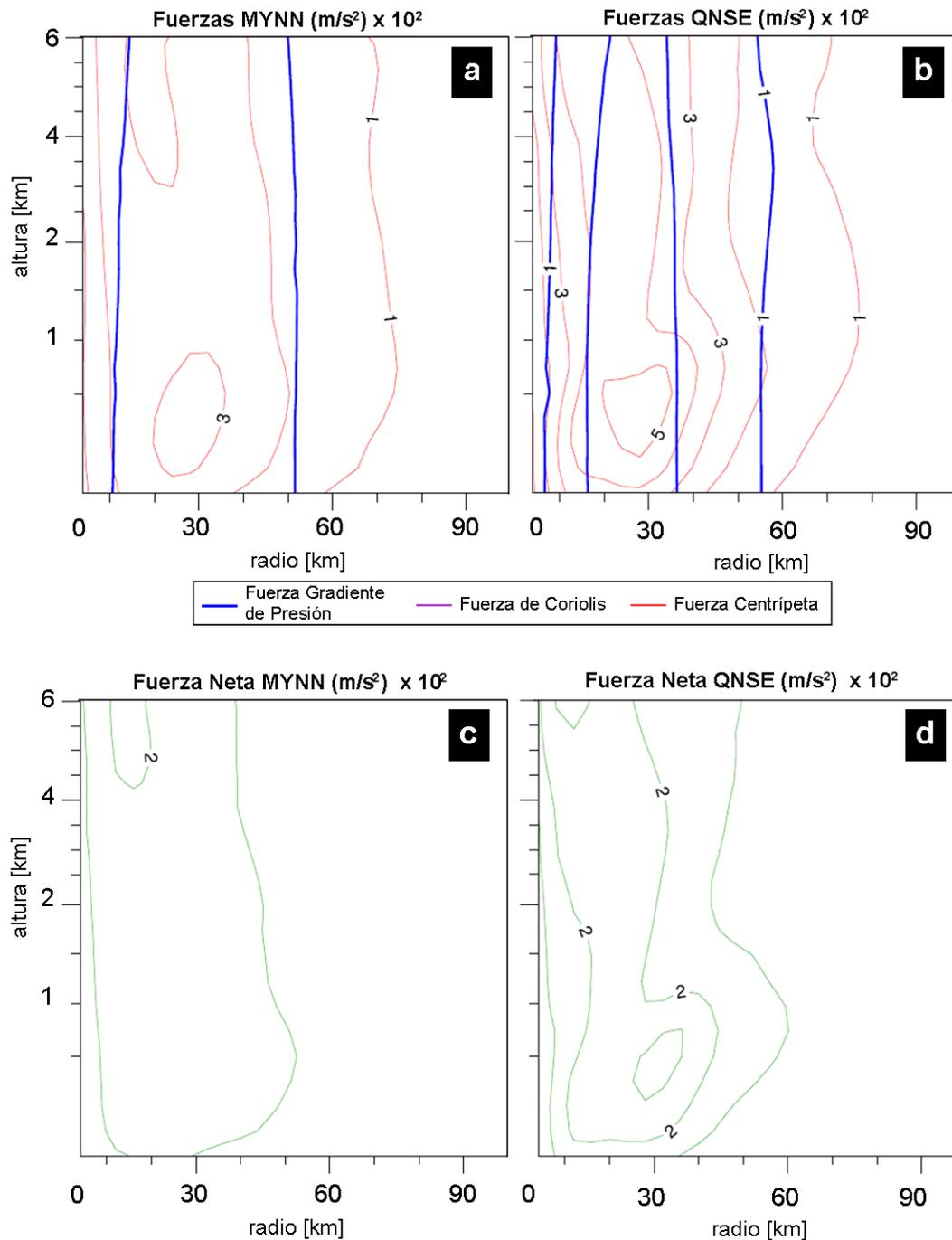


Figura 21: Corte transversal-vertical a 6 horas de iniciada la simulación de: fuerza de gradiente de presión (línea azul, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ), fuerza de Coriolis (línea morada, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) y fuerza centrífuga (línea roja, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) en los paneles (a) y (b). En los paneles (c) y (d) se presenta la fuerza neta según el balance del viento gradiente (línea verde, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ). Note que los valores de todas las aceleraciones han sido multiplicadas por  $10^2$ . Los paneles de la izquierda corresponden a la simulación con MYNN y en la derecha la simulación con QNSE.

límite QNSE muestra valores de la fuerza gradiente de presión de hasta  $2.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$  en los primeros 60 [km] de distancia desde el centro del vórtice. La figura 21 (a) muestra que la fuerza de gradiente de presión con MYNN también está extendida hasta 60 [km] con magnitudes en torno a  $1.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$ . Lo mismo sucede con la fuerza centrífuga, QNSE muestra valores de  $5.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$  y, MYNN muestra valores de  $3.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$ . La altura a la que se presenta la máxima intensidad de la fuerza centrífuga está relacionada con la altura donde se presenta la máxima intensidad de los vientos tangenciales. La magnitud de la fuerza centrífuga es prácticamente el doble de la magnitud de la fuerza de gradiente de presión. La fuerza de Coriolis no aparece como una fuerza relevante para este momento en la simulación.

Pasadas 24 horas de iniciada la simulación, se aprecia en la figuras 22 (a) y (b) una importante fuerza de gradiente de presión en los primeros 60 [km] desde el centro del ciclón para ambas simulaciones, con máximos en torno a los  $4.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$  tanto para QNSE como para MYNN. La fuerza centrífuga, de mayor magnitud que la aceleración producida por el gradiente de presión, posee sus máximos en torno a 20-30 [km] de distancia desde el centro del ciclón, pero con QNSE se alcanzan aceleraciones de hasta  $13.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$ , mayores que con MYNN que bordean los  $9.0 \times 10^{-2} \frac{m}{s^2}$  en la región más interna del ciclón, como se muestra en la figuras 22 (a) y (b). La fuerza de Coriolis alcanza magnitudes máximas en torno a la zona de vientos máximos de ambas simulaciones, pero con valores inferiores a  $10^{-3} \frac{m}{s^2}$ , por lo que no aparece planteada en la figura 22. Comparado con el tiempo anterior, los máximos en la fuerza centrífuga se observan más cerca del centro del CT con la simulación con QNSE, mientras que el CT que utiliza la parametrización MYNN el máximo de fuerza centrífuga se encuentra a la misma distancia del centro del ciclón en ambos momentos en el tiempo.

Usando la ecuación del balance del viento gradiente, a 6 horas de iniciada la simulación, el desbalance del viento gradiente es mayor a cero en gran parte del CT, denotando la presencia de viento supergradiente, como se aprecia en la figura 21 (c) y (d). Tanto

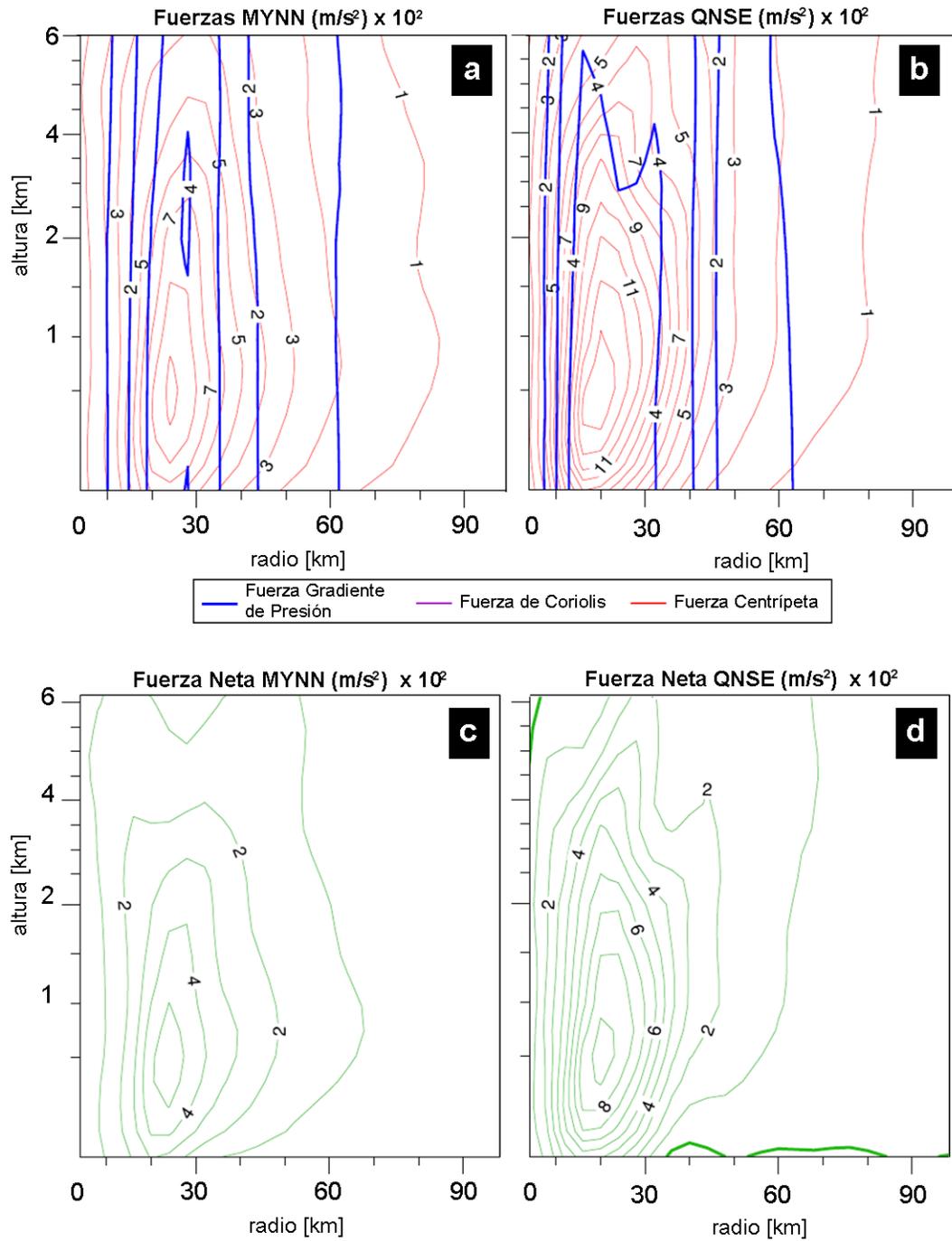


Figura 22: Corte transversal-vertical a 24 horas de iniciada la simulación de: fuerza de gradiente de presión (línea azul, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ), fuerza de Coriolis (línea morada, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) y fuerza centrípeta (línea roja, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ) en los paneles (a) y (b). En los paneles (c) y (d) se presenta la fuerza neta según el balance del viento gradiente (línea verde, cada  $1.0 \frac{m}{s^2}$ ). Note que los valores de todas las aceleraciones han sido factorizados por  $10^2$ . Los paneles de la izquierda corresponden a la simulación con MYNN y en la derecha la simulación con QNSE.

para MYNN como QNSE, el viento supergradiente alcanza las máximas desviaciones en torno a  $2.0 \cdot 10^{-2} \frac{m}{s^2}$  y  $3.0 \cdot 10^{-2} \frac{m}{s^2}$ , respectivamente. Pasadas 24 horas de iniciada la simulación, es posible encontrar nuevamente una extensa área con viento supergradiente en ambos ciclones simulados, especialmente, en la región cercana al centro del ciclón y en la pared del ojo, zona que podemos considerar dentro de la capa límite como se muestra en las figuras 22 (c) y (d). En ambas simulaciones el desbalance alcanza las mayores magnitudes en la zona donde la fuerza centrífuga posee sus máximos, aproximadamente, a 500 [m] de altura y entre 20 a 30 [km] del centro del ciclón. Se mencionó con anterioridad que esta fuerza poseía magnitudes mayores que la fuerza de gradiente de presión, causando que los valores del balance del viento gradiente sean mayores a 0. Tanto a 6 y 24 horas de iniciada la simulación, el CT simulado con QNSE presenta viento supergradiente más intenso que con MYNN. La aceleración positiva encontrada en gran parte de la extensión vertical ha sido expuesta por estudios anteriores, como es el caso de la simulación del huracán Rita (2005) por Abarca & Corbosiero (2011). Este viento, mayor al esperado por el balance, se conoce como viento supergradiente, que implica que el viento en esta área es más intenso que el viento generado por el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Es la fuerza centrífuga, entonces, quien está jugando un rol más importante en el balance de las fuerzas. Hay una somera región en donde se pueden apreciar valores negativos del balance del viento gradiente, correspondiente a viento subgradiente, pero sólo se presenta en la simulación con QNSE a 24 horas de iniciada la simulación, como se muestra en la figura 22 (d). En estos casos, el viento radial está siendo frenado y presenta intensidades menores a las esperadas por el balance. Esta área con viento subgradiente se ubica, aproximadamente, entre 30 [km] y 80 [km] de distancia desde el centro del ciclón muy cerca de la superficie.

Las simulaciones muestran que un CT más intenso presenta vientos radiales que también son más fuertes. En este caso, la simulación con QNSE en 2 momentos diferentes en el tiempo muestra el doble de convergencia radial que el ciclón simulado con MYNN.

Además, la simulación que presenta las mejores estimaciones de vientos y presión, QNSE, muestra los mayores desbalances en el viento gradiente. A medida que los ciclones se intensifican, este proceso los lleva a aumentar el desbalance, generando una extensa zona en la vertical con viento supergradiente y, muy cerca de la superficie, viento subgradiente.

### **4.3. Sensibilidad a condiciones iniciales y de contorno**

En esta sección se describirán los resultados de la sensibilidad de las simulaciones a condiciones iniciales y de contorno, utilizando datos del modelo GFS.

Las trayectorias por donde se desplazan los CTs simulados con GFS son similares a los simulados con CFSR, aunque, en las primeras horas de simulación, la dispersión de las posiciones es menor que con CFSR, como se muestra en la figura 23. La nueva simulación con YSU muestra una trayectoria similar, aunque está en todo momento más desplazada hacia el Este al usar GFS. Lo mismo sucede con QNSE y MYJ, que presentan en todo momento una trayectoria similar y levemente desplazada hacia el Este en comparación con CFSR. Las diferencias más importantes en la trayectoria se presentan con MYNN, aunque en un principio las trayectorias siguen un rumbo similar hasta llegar al Mar de Cortés. Desde este punto y en adelante, el CT con GFS se desplaza hacia el oeste de manera notoria, distanciándose de la trayectoria original con CFSR.

La velocidad de desplazamiento y el error de la distancia son similares para el ciclón simulado con QNSE al usar GFS y CFSR, presentada en la figura 24. Para el caso de las simulaciones con YSU y MYJ, con GFS, la velocidad de desplazamiento es levemente superior. Sin embargo, como se ha mencionado, los ciclones simulados están ligeramente más desplazados hacia el Este, provocando que el error de la posición sea mayor para las nuevas simulaciones, como se muestra en la figura 24 (a). El caso más interesante es lo sucedido con el ciclón simulado con MYNN. Como se muestra en la figura 24 (b), la velocidad de desplazamiento con CFSR reproduce aproximadamente la velocidad real de Jimena. Sin embargo, al utilizar GFS, la velocidad de desplazamiento se dispara,

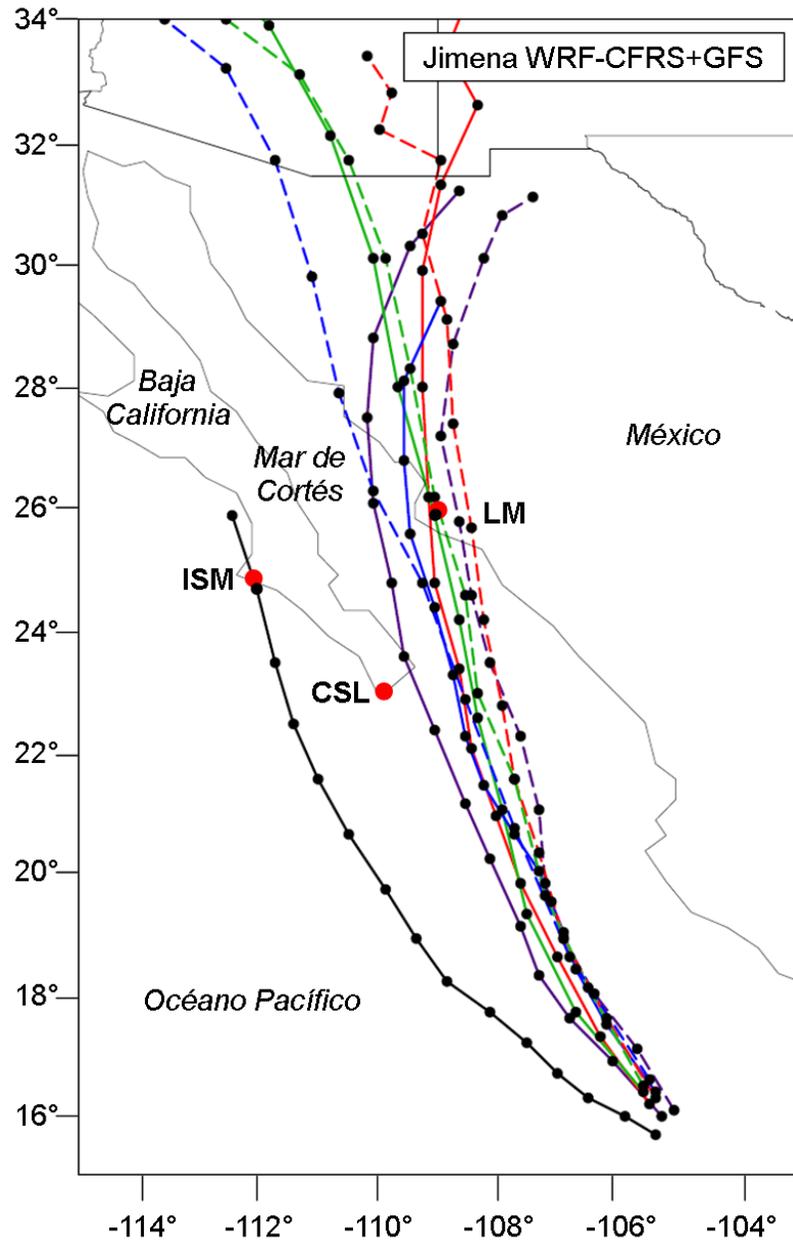


Figura 23: Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 18 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrizaciones de capa límite utilizada: morado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). Las líneas continuas representan las simulaciones con CFSR, mientras que las líneas segmentadas las simulaciones con GFS. Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan a las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM).

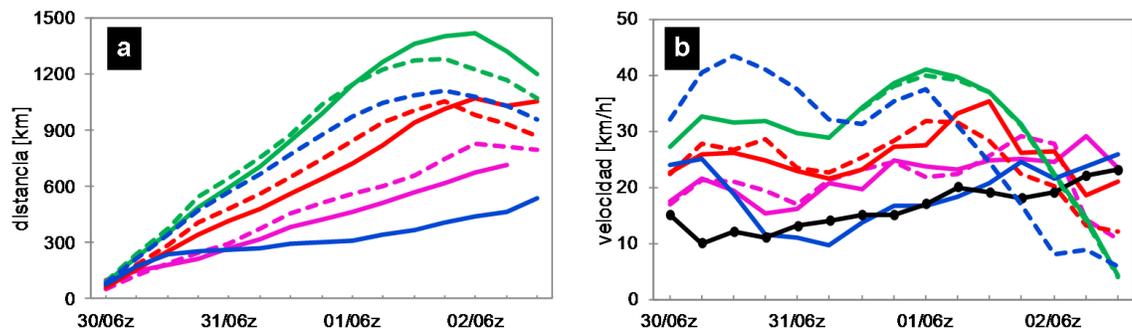


Figura 24: Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). La línea continua representa las simulaciones con CFSR y la línea segmentada las simulaciones con GFS. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009.

especialmente en las primeras horas de la simulación, alcanzando diferencias cercanas a 40 [km/h] con la simulación control y siendo las más altas registradas en todo el grupo de simulaciones. El error de la posición (figura 24 a), también presenta un brusco aumento de casi 460 [km] en promedio en todo el período de simulación con respecto a la simulación de control.

La presión mínima de los CTs simulados con GFS presentan errores más bajos que los simulados con CFSR sólo en las primeras horas de simulación. En la figura 25 (a) es posible apreciar como la presión mínima para las simulaciones con YSU y QNSE inicializadas con GFS están levemente más cerca del best track que con CFSR. Con MYNN la diferencia es notoriamente mayor, alcanzando hasta 11 [mb] de diferencia entre las simulaciones con GFS y CFSR. Sin embargo, para todos los esquemas de capa límite, los errores de las simulaciones inicializados con GFS son mayores que las simulaciones inicializadas con CFSR. En el caso de los vientos máximos se presenta la misma situación que lo sucedido con la presión. Solo en las primeras horas de simulación los vientos máximos presentan errores más bajos con respecto al best track al usar GFS que la simulaciones que utilizan CFSR. Sin embargo, en el resto del período de simulación, los errores son mayores al usar

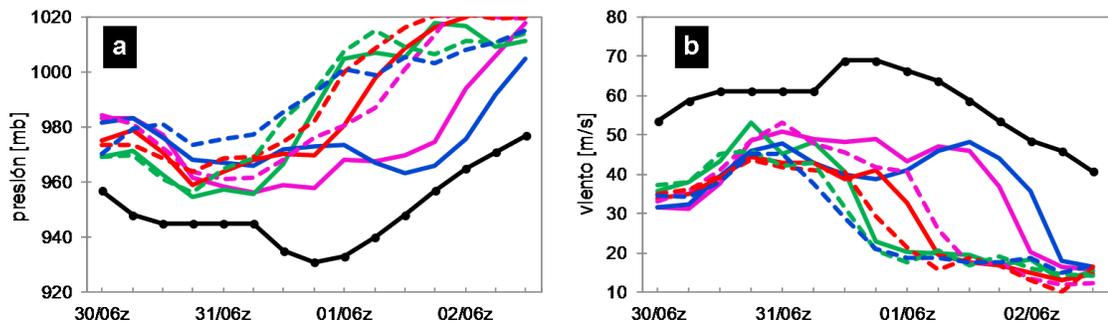


Figura 25: Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones están representadas en líneas según la parametrización de capa límite utilizada: rosado (esquema YSU), rojo (MYJ), verde (QNSE) y azul (MYNN). La línea continua representa la simulación con CFSR y la segmentada con GFS. En el eje x se encuentra el día/hora UTC cada 6 horas de Agosto y Septiembre de 2009.

condiciones iniciales y de contorno con GFS, tal como se muestra en la figura 25 (b).

En general, las simulaciones con GFS tienden a crear un vórtice ciclónico levemente más intenso al comienzo de la simulación, pero inmediatamente la intensidad decae y se vuelve menor que las registradas en los ciclones simulados con CFSR. Las mayores diferencias se presentan con MYNN, que cambia radicalmente su velocidad de desplazamiento, la evolución de la presión mínima y vientos máximos. Las menores variaciones las podemos encontrar en la simulación que utiliza la parametrización con QNSE, tanto para la trayectoria, la velocidad de desplazamiento y la estimación de la intensidad del CT, en los tiempos que el ciclón se desplaza por el océano.

#### 4.4. Sensibilidad a condiciones del vórtice inicial

Uno de los mayores problemas que se presentan en las simulaciones, tanto en las inicializadas con CFSR como con GFS, es la gran desviación hacia el Este que presentan los ciclones con respecto a su trayectoria normal. Este tercer grupo de simulaciones estudiará la sensibilidad al vórtice artificial creado al comienzo de la simulación, usando condiciones iniciales y de contorno del reanálisis CFSR y la parametrización de capa lí-

mite QNSE. Las simulaciones con diferentes condiciones del vórtice inicial corresponden a: simulación con viento inicial de 55[m/s] (V-55[m/s]), simulación con radio inicial de 60[km] (R-60[km]) y simulación sin vórtice artificial (ver sección 3.4.1).

Las simulaciones que utilizan la condición de vórtice inicial (V-55m/s y R-60km) muestran una tendencia del CT a desplazarse hacia el continente, siguiendo un camino similar a la simulación Control QNSE, tal como se observa en 26. El CT simulado con V-55m/s presenta errores menores en la velocidad de desplazamiento en comparación a la simulación Control. Aún así, como se muestra en la figura 27 (b), la simulación bajo esta configuración mantiene una gran distancia con respecto a la velocidad real de Jimena. Esta pequeña diferencia en la velocidad de desplazamiento genera que el ciclón simulado presente errores en la posición levemente inferiores a los registrados por la simulación Control. Para el caso de la simulación con R-60km, si bien la trayectoria del CT simulado es similar a la simulación Control QNSE, la velocidad de desplazamiento presenta errores más bajos con un sesgo en torno a los 10 [km/h]. Esto genera que el error de la posición, en la figura 27 (a), sea menor bajo esta configuración en comparación con la simulación Control.

La simulación que no utiliza el vórtice inicial muestra cambios notables en comparación a V-55m/s y R-60km. En la figura 26 se observa que con esta configuración del modelo, el CT simulado sigue de cerca la trayectoria de Jimena, ligeramente desplazado hacia el Oeste, promediando un error en la posición de 108.6[km]. Para tener una referencia, el error de la posición de la simulación Control es, en promedio, de 839 [km]. La evolución de este vórtice ciclónico sigue, en las primeras horas de la simulación, muy de cerca la trayectoria de Jimena hasta las 06 UTC del 31 de Agosto. Hay una desviación hacia el Oeste de la trayectoria del ciclón simulado a partir de este punto, que se mantiene en el tiempo. El error de la posición promedio durante todo el período de simulación es, aproximadamente, 180 [km]. La velocidad de desplazamiento de Jimena, presentada en la figura 27 (b), se mantiene entorno a los valores reales con esta configuración, alcanzando

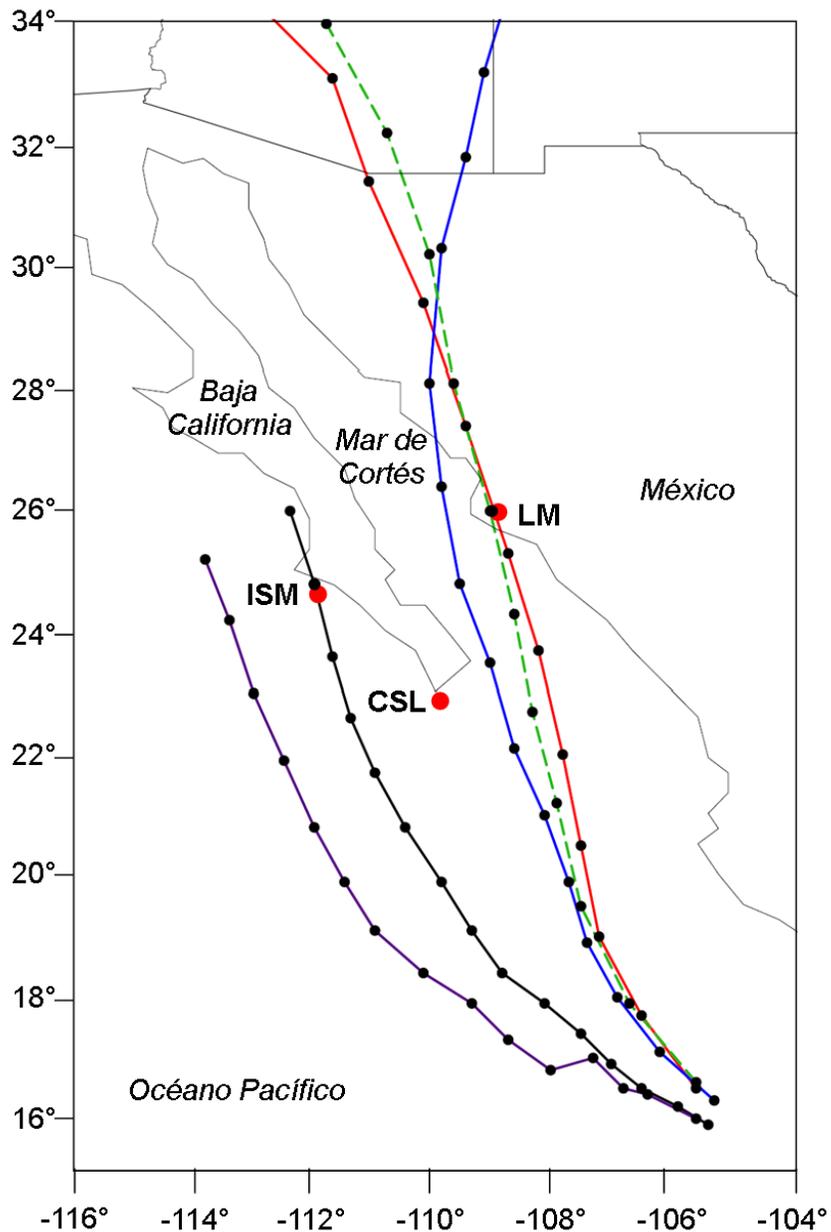


Figura 26: Trayectoria de Jimena entre las 06 UTC del 30 de Agosto y las 18 UTC del 2 de Septiembre de 2009. La línea negra corresponde al Best Track de Jimena. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). Los círculos negros representan la posición del huracán cada 6 horas. Los círculos rojos denotan a las localidades mexicanas de Cabo San Lucas (CSL), Isla Margarita (ISM) y Los Mochis (LM).

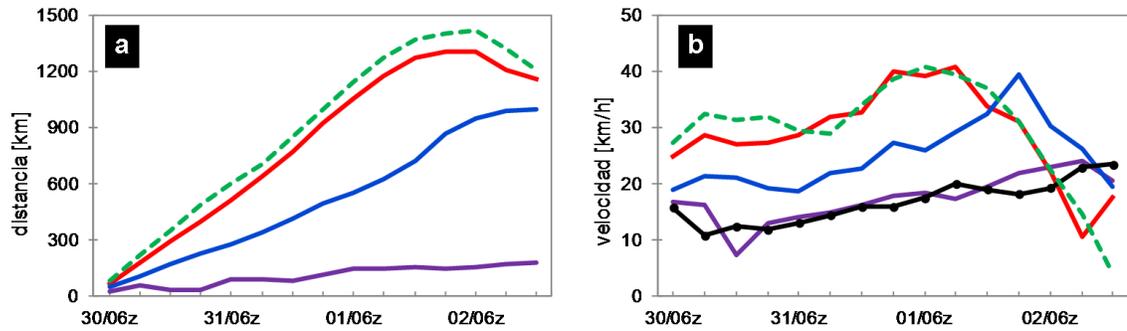


Figura 27: Serie de tiempo de (a) el error de la distancia y (b) velocidad de desplazamiento del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). En el eje de las abscisas está representado el día/hora UTC del mes de Agosto y Septiembre del año 2009.

un error promedio de tan solo 0.7 [km/h] con respecto al best track. El CT simulado sigue la tendencia de aumento de la velocidad de desplazamiento al pasar el tiempo y se aprecia una disminución del error en la velocidad de traslación.

Las medidas de intensidad, correspondiente a la presión mínima y vientos máximos del CT simulado con V-55m/s presenta, en promedio, un error promedio más bajo que la simulación Control. Las diferencias son más notorias en el ciclón con R-60km, que alcanza diferencias en la presión con respecto al best track cercanas a 5 [mb] por al menos 12 horas (entre las 00 y 12 UTC del 31 de Agosto), como se observa en la figura 28 (a). Luego de esto, la menor velocidad de desplazamiento le permite estar más tiempo sobre el océano en comparación al CT Control, por lo que la intensidad decae paulatinamente a medida que se desplaza hacia el continente. Con respecto a los vientos, los errores en los vientos máximos son mayores con R-60km, pero, debido a la velocidad de desplazamiento, el decaimiento en la intensidad se posterga por al menos 24 horas, tal como se muestra en la figura 28 (b).

La evolución de la presión mínima y vientos máximos en el ciclón simulado sin vórtice inicial muestra una intensificación paulatina con el tiempo, tal como se observa en la figuras 28 (a) y (b). Existe una sobrestimación de la presión hasta 60 [mb] en las primeras

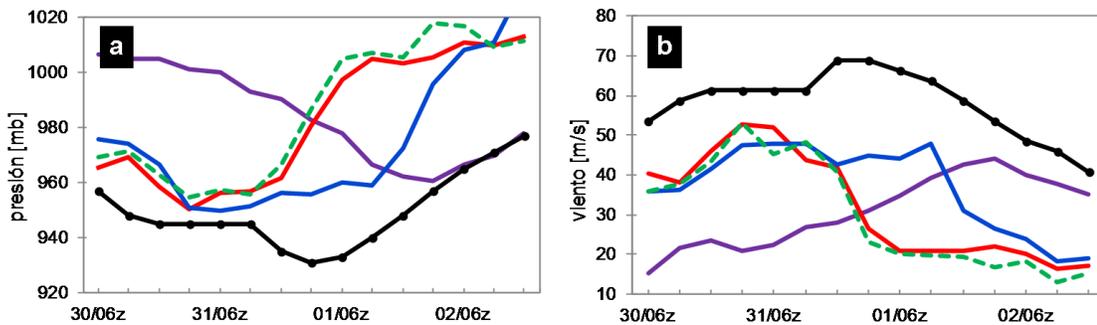


Figura 28: Serie de tiempo de la presión mínima (a) y vientos máximos (b) del huracán Jimena. La línea negra representa el Best Track del huracán. Las simulaciones con WRF-CFSR-QNSE están representadas en líneas según la condición de vórtice inicial utilizada: verde segmentada (Control QNSE), morado (sin vórtice inicial), rojo (V-55m/s) y azul (R-60km). En el eje de las abscisas está representado el día/hora UTC del mes de Agosto y Septiembre del año 2009.

horas con respecto al best track. Es interesante notar que entre el inicio de la simulación y las 00 UTC del 2 de Septiembre se presenta una intensificación constante y paulatina. Desde este punto en adelante la presión mínima del huracán es bien estimada por la simulación con un error promedio de 1.2 [mb]. Para el caso de los vientos máximos la simulación subestima durante gran parte del tiempo la intensidad de Jimena, pero, al igual que lo que sucede con la presión, los menores errores se presentan luego de las 00 UTC del 2 de Septiembre y alcanzan -7.9 [m/s] en promedio. En cierta medida, el ciclón simulado se intensifica hasta que alcanza los valores de viento y presión de Jimena. A partir de aquí, comienza un proceso de decaimiento similar a lo observado.

## 5. CONCLUSIONES

Se llevaron a cabo simulaciones del huracán Jimena para observar la sensibilidad bajo cuatro diferentes esquemas de capa límite. Todas las simulaciones sobrestimaron la presión mínima y subestimaron los vientos máximos. El desplazamiento de los CTs es similar, tomando una dirección hacia el Este de la trayectoria real, e ingresando al continente antes de lo esperado. La intensidad de los CTs simulados, cuando estos se encontraban sobre el mar, fue mejor estimada con la configuración de capa límite QNSE. A pesar de que la cantidad de tiempo sobre el océano fue menor en comparación a las otras simulaciones, la simulación fue capaz de crear un huracán intenso más rápidamente. Con la parametrización de capa límite MYNN se encuentran las peores estimaciones de la intensidad, tanto en vientos máximos como presión mínima, pero se representa mejor la velocidad de desplazamiento, generando que este CT sea el que permanezca más tiempo sobre el mar.

Las diferencias en la intensidad de los vientos de los ciclones simulados son posibles de apreciar, incluso, al comienzo de la simulación. El CT simulado con QNSE mantiene la velocidad del vórtice artificial creado. Con todos los demás esquemas de capa límite, las intensidades del viento se ven disminuidas desde el inicio. Además, los cambios en la asimetría de Jimena cuando se intensifica son reproducidos por las simulaciones con los esquemas QNSE y MYJ. Con respecto al tamaño del huracán, todas las simulaciones crean un ciclón más grande que la realidad, especialmente, cuando se usó la parametrización QNSE. Por el contrario, con MYNN el huracán simulado alcanza un diámetro un poco más realista.

El análisis de la estructura vertical de Jimena bajo dos configuraciones de capa límite, QNSE y MYNN, muestra que el CT más intenso presenta mayor convergencia radial en los niveles más cercanos a la superficie. Además, cuando los ciclones sufren un proceso de intensificación, la convergencia también aumenta y se comienza a apreciar una circulación secundaria característica de los sistemas tropicales. El balance de las fuerzas muestra que

a medida que un CT se intensifica, la fuerza centrífuga aumenta en mayor magnitud que el gradiente de presión, trayendo como consecuencia un desbalance del viento gradiente, en este caso, viento supergradiente. Sumado a esto, se aprecia que el ciclón simulado con QNSE siempre presenta un desbalance del viento gradiente más grande que el ciclón simulado con MYNN, siendo QNSE la simulación que mejor reproduce el best track.

En un segundo grupo de simulaciones se utilizaron datos del modelo GFS para observar la sensibilidad de las simulaciones a cambios en comparación a CFSR y el best track. Comparado con los ciclones simulados con CFSR, los CTs no presentan cambios de gran envergadura en la trayectoria, pero si en la velocidad de desplazamiento, que es sobrestimada de manera importante por el ciclón con MYNN. La intensidad también presenta cambios, puesto que los errores en la presión mínima y vientos máximos son, en general, mayores al utilizar datos del GFS. De todas formas, se mantiene que la simulación con QNSE posee las mejores estimaciones de la intensidad del ciclón cuando este se encuentra sobre el océano.

Un tercer grupo de simulaciones fue llevado a cabo para analizar, esta vez, la sensibilidad del desarrollo de los CTs al cambiar la condición del vórtice inicial. Cuando este vórtice artificial utilizó vientos más intensos, no se presentaron cambios importantes en la trayectoria o intensidad con respecto a la simulación Control. La simulación que utiliza R-60km posee los menores errores en la trayectoria, presión mínima y vientos máximos que las simulaciones con V-55m/s y Control. El cambio más notable se produce al no utilizar un vórtice artificial. La trayectoria es estimada de mejor manera bajo esta configuración y, por primera vez, el CT simulado sigue de cerca el desplazamiento de Jimena. Sin embargo, la presión mínima y los vientos máximos alcanzan los mayores errores con respecto al best track de todo el grupo de simulaciones.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Abarca SF, Corbosiero KL. 2011. Secondary eyewall formation in WRF simulations of hurricanes Rita and Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, 38: L07802.
- Bryan GH, Rotunno R. 2009. Evaluation of an analytical model for the maximum intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* 66: 3042–3060.
- Chang C, Kuo HC, and Liu CH. 2003. Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation. *Geophys. Res. Lett.*, 50: 1–4.
- Craig GC, Gray SL. 1996. CISK or WISHE as a mechanism for tropical cyclone intensification. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3528-3540.
- Emanuel KA. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.* 43: 585–604.
- Ferreira RN, Schubert WH. 1997. Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *J. Atmos. Sci.*, 54: 261-285.
- Frank WM. 1977. The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.* 105: 1119-1135.
- Fujiwhara S. 1921: The natural tendency towards symmetry of motion and its application as a principle of meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 47: 287-293.
- Gray WM. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 669-700.
- Guishard MP, Evans JL, and Hart RE. 2009. Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *J. Climate*, 22: 3574-3594.

- Gupta KS, Ramachandran R. 1998. Tropical Atmospheric Boundary Layer. PINSAs, 64: 267-276.
- Holton JR. 2004: An introduction to Dynamic Meteorology, Fourth Edition. (4<sup>th</sup> ed.). USA: Elsevier.
- Hong SY, Pan HL. 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model: Mon. Wea. Rev., 124: 2322–2339.
- Jáuregui E. 2003. Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*, 16: 193–204.
- Jones, Sarah C., and Coauthors, 2003: The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Wea. Forecasting*, 18, 1052–1092.
- Lynch A, Cassano J. 2006. Applied atmospheric dynamics. USA: John Wiley & Sons.
- McBride JL. 1995. Tropical cyclone formation, global perspectives on tropical cyclones. Elsberry RL (ed) World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, pp 106–197.
- Mellor GL, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems: *Rev. Geophys.*, 20: 851–875.
- Montgomery MT, Smith RK, Nguyen SV. 2010. Sensitivity of tropical-cyclone models to the surface drag coefficient: *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136: 1945–1953.
- Montgomery MT, Smith RK. 2012. Paradigms for tropical-cyclone intensification. *Tropical Cyclone Research Report 1*: 1-29.
- Nakanishi M, Niino H. 2004. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound.-Layer Meteorol.*, 112: 1–31.

- Neumann CJ. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting: Global Overview. Ginebra: Organización Mundial de Meteorología, 1993. Capítulo 1.3.
- NOAA. 2009. Tropical Cyclones of the Eastern North Pacific Basin, 1949-2006.
- Raymond DJ, Sessions SL, Fuchs Z. 2007. A theory for the spin-up of tropical depressions. Q. J. R. Meteorol. Soc. 133: 1743–1754.
- Rosengaus M, Jiménez M, Vázquez MT. 2002. Atlas Climatológico de CTs en México. CENAPRED, IMTA.
- Saha, S., et al. 2010. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 6-hourly Products, January 1979 to December 2010. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.
- Schubert WH, Ciesielski PE, Stevens DE, and Kuo HC. 1991. Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley Circulation. J. Atmos. Sci., 48, 1493-1509.
- Smith RK, Montgomery MT. 2010. Hurricane boundary-layer theory. Q.J.R. Meteorol. Soc. 136: 1665-1670.
- Smith RK, Thomsen GL. 2010. Dependence of tropical-cyclone intensification on the boundary-layer representation in a numerical model. Q.J.R. Meteorol. Soc. 136: 1671-1685.
- Smith RK, Montgomery MT, Thomsen GL. 2011. Sensitivity of tropical-cyclone models to the surface drag coefficient in different boundary-layer schemes. Q.J.R. Meteorol. Soc. 00: 1-13.
- Sukoriansky SB, Galperin and Staroselsky I. 2005. A quasi-normal scale elimination model of turbulent flows with stable stratification: Physics of Fluids, 17, 085107–1–28.

- Wallace J, Hobbs P. 2006. Atmospheric science: An introduction survey (2° ed.). Canadá: Elsevier.
- Willoughby, H. E., 1990: Gradient balance in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 47, 265-274.
- Zehnder, JA. 1991. The interaction of planetary-scale tropical easterly waves with topography: A mechanism for the initiation of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1217-1230.
- Zehnder JA, Powell DM, and Ropp DL. 1999. The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of eastern Pacific tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1566-1585.