



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**“Evaluación de los procesos físicos durante la ciclogénesis tropical:
Estudio de dos casos.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
Físico

P R E S E N T A :

Alejandro Iván Paz Ortiz

TUTOR:

Ernesto dos Santos Caetano Neto



2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de datos del Jurado

Datos del alumno(a)
Paz Ortiz Alejandro Iván
5670 79 96
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
094203213

Datos del tutor
Dr.
Ernesto dos Santos Caetano Neto

Datos del sinodal 1
Dr. Victor Orlando Magaña Rueda

Datos del sinodal 2
Dr. Ricardo Prieto

Datos del sinodal 3
Dr. René Garduño

Datos del sinodal 4
M. en C. Guillermo Montero

Datos del trabajo escrito

“Evaluación de los procesos físicos durante la ciclogénesis tropical: Estudio de los casos”

78 p

2009

Esta tesis no está dedicada a nadie.

Agradecimientos:

A todos aquellos que participaron para que este trabajo fuera real, especialmente a Ernesto, Victor, Matías, Daniela, Gustavo, y Alejandro.

A mis compañeros de Ciencias, Enrique, Niza, Lev, Amparo, Sandra, Alf, Eric, Eleonora, Pablito, Gibrán y a todos aquellos que compartieron conmigo los años de facultad.

A los imprecindibles Rubén y Fabián, que me recuerdan no solo que todo esto es una broma, sino el porqué y para qué estamos andando.

A Camilo, Amelia, y Alejandro simplemente por darme un lugar y una historia en el universo que nos tocó vivir.

A todas las comunidades en rebeldía que muestran con el ejemplo las mejores virtudes del ser humano.

A todos los citados, y los que olvido, un abrazo eterno... a ellos les debo lo feliz que soy y lo orgulloso que me siento de ocupar un espacio en sus corazones.

ÍNDICE	Página
CAPÍTULO 1	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE HURACANES.....	3
1.2.1 HIPÓTESIS TERMODINÁMICAS.....	4
1.2.2 HIPÓTESIS DINÁMICAS.....	4
1.3 ONDAS DEL ESTE.....	5
1.4 EXPERIMENTO CLIMÁTICO EN LAS ALBERCAS DE AGUUA CALIENTE (ECAC).....	9
 CAPÍTULO 2	
2.1 DATOS Y METODOLOGÍA.....	12
2.1.2 ECAC 1 y 2.....	12
2.1.3 MEDICIONES IN SITU.....	13
2.1.4 DATOS DE REANALYSIS.....	13
 2.2 EL MODELO DE MESOESCALA MM5.....	13
2.2.1 CARACTERÍSTICAS.....	14
2.2.2 CONFIGURACIÓN DEL MODELO.....	14
2.2.3 DESCRIPCIÓN DE LOS MÓDULOS.....	14
Terrain.....	14
Regrid.....	15
Pregrid.....	15
Regridder.....	15
Interp_f.....	15
MM5.....	16
mm5 to GrADS.....	16

2.3 VÓRTICE ARTIFICIAL BOGUS.....	16
2.4 OPCIONES FÍSICAS UTILIZADAS	
EN LAS SIMULACIONES DEL MM5.....	17

CAPÍTULO 3

3.1 EL HURACÁN ADOLFO.....	20
3.1 EL HURACÁN DALILA.....	25

CAPÍTULO 4

4.1 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA.....	30
4.1.1 PERFILES DE TEMPERATURA POTENCIAL	
Y TEMPERATURA EQUIVALENTE	
EN LAS CAMPAÑAS ECAC 1 Y 2.....	30
4.1.2 ENERGÍA POTENCIAL CONVECTIVA	
DISPONIBLE (EPCD) y	
ENERGÍA DE INHIBICIÓN CONVECTIVA (EDIC).....	31
4.1.3 ÍNDICES CINE Y CAPE DURANTE EL ECAC.....	32
4.2 HIPÓTESIS DE CICLOGÉNESIS.....	34
4.2.1 SOBRE LAS HIPÓTESIS Y MODELOS	
DE FORMACIÓN DE HURACANES.....	35
4.2.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE HURACANES.....	37
4.3 ANÁLISIS DE LAS HIPÓTESIS	
DE FORMACIÓN EN LOS HURACANES	
ADOLFO Y DALILA	40
Hipótesis I.....	40
Hipótesis II.....	44
Hipótesis III.....	46
Hipótesis IV.....	47

4.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	54
4.4.1 ESTRUCTURA VERTICAL Y CONDICIONES QUE PRECIDIERON LA GÉNESIS EN LOS CASOS ESTUDIADOS.....	55
4.4.2 MODELO CONCEPTUAL DE CICLOGÉNESIS TROPICAL.....	57
REFERENCIAS.....	60
BIBLIOGRAFÍA.....	62
SITIOS DE INTERNET.....	62
ANEXO 1 LA ATMÓSFERA TROPICAL.....	63
ANEXO 2 HURACANES Y CAMBIO CLIMÁTICO.....	74

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN

Físicamente hablando un ciclón tropical es un sistema de baja presión que obtiene su energía principalmente de la evaporación del agua del mar, y de la condensación asociada a nubes convectivas cerca de su centro, las cuales liberan calor latente durante su ascenso. Kleinschmidt (1951), fue el primero en reconocer que la fuente de energía de los huracanes reside en el desequilibrio termodinámico entre la atmósfera tropical (anexo 1) y los océanos.

La tasa de transferencia de calor del océano a la atmósfera depende, entre otras cosas, de la velocidad del viento en superficie. Podemos considerar que parte importante de la génesis de un huracán es producto del viento cerca de la superficie que interactúa con la capa superficial del océano, induciendo así el intercambio de energía entre distintos niveles. Encontramos además en varios casos, presencia de sistemas de origen dinámico independiente, los cuales podrían funcionar como perturbaciones para acelerar el proceso de intercambio de calor en la atmósfera, además de ayudar en la organización del sistema. Entonces al incrementarse la intensidad del viento en superficie, esta incrementa la transferencia de calor procedente del océano, intensificando la tormenta y así sucesivamente (Emanuel, 1986).

Los vientos ocasionados por un ciclón tropical alcanzan su máxima intensidad cerca de la superficie, decreciendo gradualmente hacia la atmósfera superior hasta que el flujo se vuelve anticiclónico aproximadamente a unos 15 kilómetros de la superficie. Se piensa que la evolución de un ciclón tropical reside en el hecho, de que, mientras la circulación del aire en su interior mantiene un equilibrio aproximado entre las fuerzas que afectan a cada parcela de aire, existe una ligera separación de este estado de equilibrio para generar movimientos ascendentes los cuales resultan en la formación de nubes, precipitación y cambios en la intensidad del ciclón tropical. La región interna de la tormenta tropical se denomina núcleo del ciclón y contiene la

pared del ojo y el ojo que caracteriza las imágenes de satélite de ciclones tropicales.

Un ciclón tropical con vientos sostenidos de entre 17 y 32m/s, es conocido como tormenta tropical; un ciclón tropical con vientos iguales o mayores a 33m/s, es llamado huracán. Y una vez que alcanza vientos de magnitud igual o mayor a 50m/s, es llamado huracán mayor. En el Atlántico y Pacífico oriental, los huracanes son clasificados de acuerdo a la escala de intensidades Saffir-Simpson. Ésta clasifica a los huracanes del uno al cinco, donde la categoría uno es la más débil y la cinco la más intensa. Los huracanes mayores corresponden de la categoría tres en adelante. Las razones por las que algunos sistemas ciclónicos se intensifican y otros no, todavía no son bien entendidas. Tampoco es claro porqué algunos ciclones tropicales ya formados, continúan intensificandose hasta huracanes mayores, así como también se ignoran muchos de los factores que determinan su trayectoria.

La formación de ciclones tropicales esta confinada en una región localizada entre los 30° N y 30° S (sobre los océanos tropicales con raras excepciones), con el 87% de ellos localizados dentro de los primeros 20° a partir del ecuador. Esto debido a que se necesita una temperatura del mar superior a 26° C para que el proceso de ciclogénesis se presente. Estas temperaturas se alcanzan sobre las llamadas “albercas de agua caliente” las cuales se encuentran ubicadas sobre las áreas citadas. Las observaciones muestran efectivamente una relación entre la ubicación de las albercas y los sitios de formación (Figuras 1. 1 y 1.2).

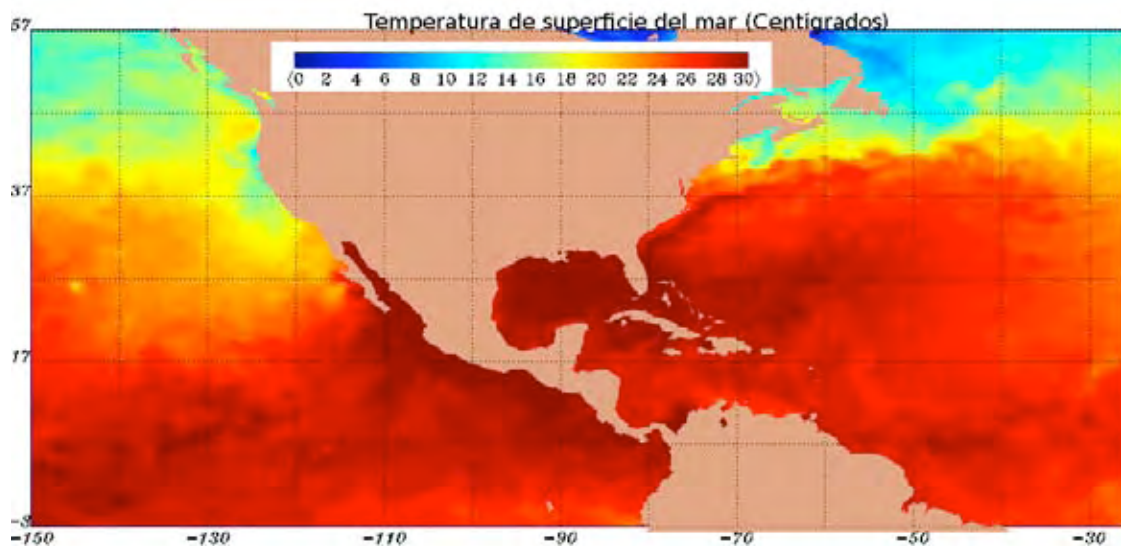


Figura 1.1 Temperatura en superficie del mar $^{\circ}\text{C}$ (promedio veranos 1978-2008). En las regiones del Pacífico del este y el Atlántico mexicanos se aprecian las llamadas albercas de agua caliente.



Figura 1.2 Trayectorias de huracanes durante los últimos 100 años (Imagen tomada del National Center for Environment Prediction NCEP).

1.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE HURACANES

La dinámica de los procesos que intervienen dentro de la génesis de los huracanes aún no se comprende totalmente. Si bien se tiene conocimiento de diversos factores los cuales son determinantes para su formación, no siempre la presencia de estos resulta en el desarrollo de vórtices en superficie. Existen diversas hipótesis que intentan describir la génesis asociando el estado termodinámico de la atmósfera, así como la presencia de sistemas en la zona que anteceden a la aparición del vórtice. A continuación se presentan las hipótesis dinámicas y termodinámicas más conocidas.

1.2.1 HIPÓTESIS TERMODINÁMICAS

1. Temperatura mínima de la superficie del mar (TSM): Como se refirió, se precisa un mínimo de 26° C, y una profundidad de la capa de mezcla oceánica de aproximadamente 50 metros.
2. Inestabilidad atmosférica: La tropósfera debe ser “inestable” (estratificada termodinámicamente) para mantener la convección por un periodo de tiempo suficiente, esta condición usualmente se satisface sobre los trópicos.
3. Porcentaje alto de humedad en la troposfera: Entre más alta sea la humedad en niveles medios (2-7km), más tiempo podrá mantenerse saturada una parcela de aire durante su ascenso. Una humedad relativa de entre cincuenta y sesenta por ciento en niveles bajos y medios, es suficiente para mantener la parcela saturada (condición que también se satisface sobre los trópicos).

1.2.2 HIPÓTESIS DINÁMICAS

4. Vorticidad planetaria: Los ciclones tropicales no se forman dentro de los primeros tres grados a partir del ecuador, ya que ahí el parámetro de Coriolis es casi nulo, incrementándose hacia los polos. Por lo tanto, asumimos que se precisa un valor diferente de cero en la vorticidad para su formación.

5. Una cizalla vertical del viento horizontal debil, Gray (1998).
6. Farfán y Zehnder (1997): Estudiaron las campos de vientos de escala sinóptica y mesoescala para el Huracán Guillermo (1991); Encontrando que previo a la formación del ciclón tropical, existió presencia de una onda del este propagándose sobre el mar Caribe; Y que la circulación inicial se desarrolló mientras la onda se localizaba sobre el Caribe central, al este de las montañas de Centro América. En simulaciones numéricas, analizaron los campos de viento y vorticidad relativa; encontrando el desarrollo de una extensa región de vorticidad en el Pacífico del este al paso de la onda, la cual parece estar relacionada con la presencia de montañas en Centroamérica y la respuesta del flujo con la topografía.
7. Molinari (1997): Observa en el caso del huracán Danny (1985); que la intensificación puede asociarse con la presencia de vorticidad potencial positiva en la troposfera superior, permitiendo el crecimiento de los movimientos verticales que favorecen el intercambio de calor entre niveles.
8. Rotunno y Emanuel (1987); Asocian el desarrollo de corrientes convectivas, las cuales transportan aire con alta temperatura potencial equivalente (Q_e) desde la superficie hacia el tope de la capa de mezcla, con el proceso de ciclogénesis. En principio esto debe ocurrir a través de un incremento en la temperatura potencial equivalente en la troposfera media, un incremento en la humedad relativa y en ocasiones un incremento de la velocidad de superficie del viento de modo tal que el flujo total mantiene constante la temperatura potencial equivalente en la capa de mezcla.

Las condiciones anteriores se presentan normalmente en las estaciones de verano y otoño dentro de las albrcas calientes (Figura 1.1)

En el caso de los ciclones que se desarrollan en el Pacífico del este mexicano (los cuales corresponden a los casos estudiados dentro del presente trabajo), la génesis se encuentran asociadas a la presencia de ondas del este (Zendher 1997). Dada la importancia observada de este fenómeno dentro de la formación de huracanes, discutiremos brevemente sus características.

1.3 ONDAS DEL ESTE

Las ondas del este son ondas tipo Rossby modificadas, que ocurren dentro del “cinturón de vientos aliseos” que viaja desde el noroeste de África y se propaga hacia el oeste a través de la baja troposfera sobre el Océano Atlántico.

Este fenómeno comienza a aparecer normalmente durante los meses de abril y mayo y continúa hasta Octubre y Noviembre. Comúnmente ocurren entre 5 -15 grados norte y tienen una longitud de onda de alrededor de 2000 a 2500km y un período de 3 a 4 días, viajando aproximadamente a una velocidad que oscila entre 18 y 36km/h.

Como resultado de su dinámica, las ondas del este producen variaciones en la presión atmosférica de superficie. En la onda hay movimientos ascendentes y descendentes que resultan en áreas de convergencia o divergencia. El viento gradiente fluye sobre la onda de tal suerte que cuando se desplaza hacia la baja presión la fuerza centrífuga empieza a ser importante, actuando en sentido opuesto al gradiente de la fuerza de presión, es decir, en el sentido de la fuerza de Coriolis. Debido al balance entre las fuerzas, la magnitud de la fuerza de Coriolis decrece. Dado que la fuerza de Coriolis es proporcional a la velocidad de desplazamiento del viento, esta también decrece. Al viento resultante de esta interacción se le llama subgeostrófico.

Por otro lado, cuando el viento se desplaza alrededor de la alta presión, la fuerza centrífuga actúa en la misma dirección de la fuerza del gradiente de presión, nuevamente el balance de fuerzas mantiene un viento no acelerado, por tanto la fuerza de Coriolis se incrementaría y, de esta manera el viento gradiente permanece en balance, a este viento se le denomina supergeostrófico (Holton 1992) (Figura

1.3).

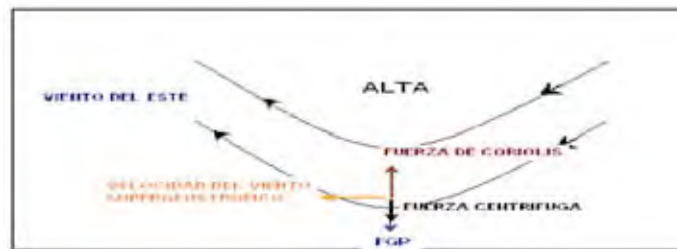


Figura 1.3 Fuerzas que producen el viento subgeostrófico (imagen superior) y supergeostrófico (imagen inferior).

Como resultado de este proceso, cuando el viento se aproxima a la cresta disminuye su velocidad y el aire converge, mientras que cuando el viento se aproxima al valle, la parcela de aire aumenta su velocidad causando divergencia (Figura 1.4).

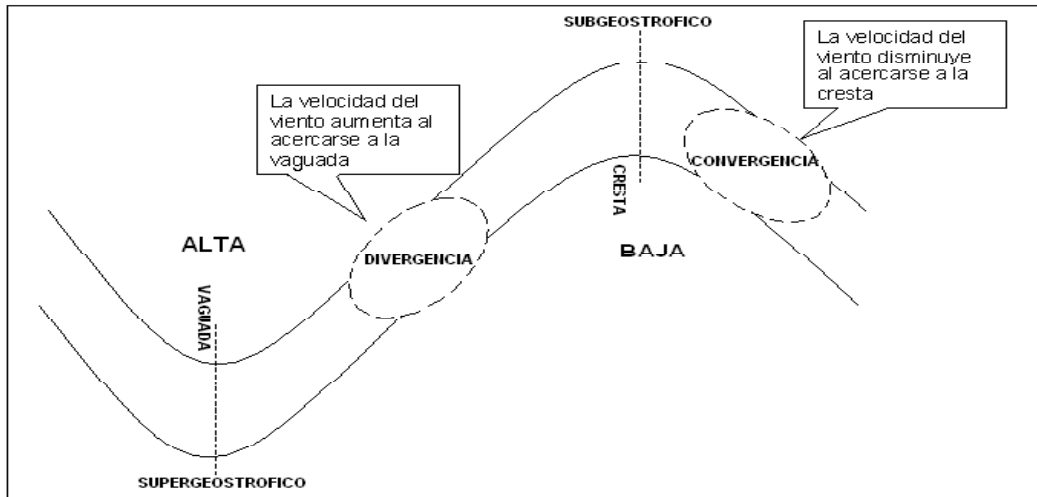


Figura 1.4 Estructura vertical de una onda del este.

Así, a la derecha del eje de la onda, el aire converge produciendo una baja presión cercana a la superficie. A la izquierda del eje de la onda, donde el aire tiene mayor velocidad diverge y produce una zona de subsidencia en altura formando una alta presión cerca de la superficie (Figura 1.5). De esta manera, las regiones de subsidencia y convergencia en superficie están relacionadas a las posiciones de las crestas y las valles de las ondas.

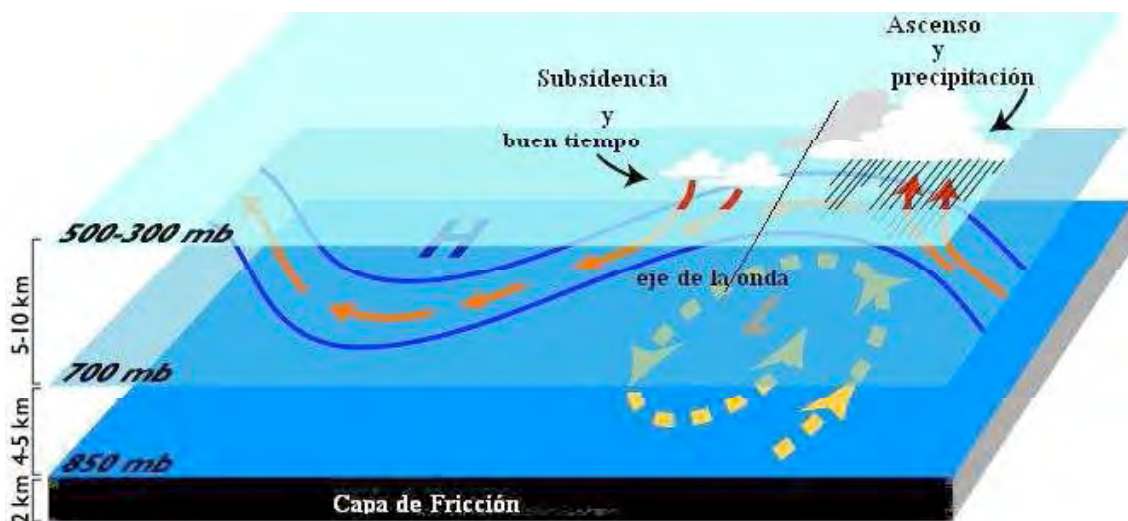


Figura 1.5 Estructura de una onda del este, en ella se muestra las regiones de subsidencia y convergencia, las cuales producen "buen tiempo" y regiones de precipitación.

Las ondas del este producen oscilaciones en el viento que tienen un periodo de 3 a 7 días (Cook, 2004). Su velocidad es aproximadamente de 8m/s, que corresponde a un desplazamiento de 6-7° de longitud por día. Su longitud de onda es de 2000 – 2500km. (Albignat and Reed, 1980). Existen también ondas con periodos de 5 a 9 días, que se propagan entre los 15 y 30°N con un movimiento eventual hacia el norte, al oeste de los 60°W (Cook, et. al., 2004). Una climatología de las ondas del este muestra que existen además otros dos tipos diferentes de ondas en el rango de 3 a 5 días de periodo (Cook, et. al., 2004). Las ondas de latitudes bajas, que tienen un periodo de 3.5 días y viajan hacia el este alrededor de 8°N con velocidad de fase de 12m/s y longitud de onda de 4000 km, manteniendo su amplitud máxima a 850 mb, estas tienden a disiparse en el Atlántico Central. El otro tipo de onda viaja más al norte, entre 17° y 20°N con periodos alrededor de 4.5 días, longitud de onda de 3200 km y velocidad de aproximadamente 9 m/s. Estas ondas son más intensas en 850 mb sobre el Oeste de África y se propagan hacia el oeste sobre el Atlántico tropical a 700 mb. Especialmente las ondas con período entre 3 y 7 días se desplazan sobre el caribe para entrar al pacífico mexicano creando convección organizada.

La figura 1.6 muestra las trayectorias de vorticidad positiva asociadas a ondas del este durante el período comprendido entre Mayo y Octubre de 1994.

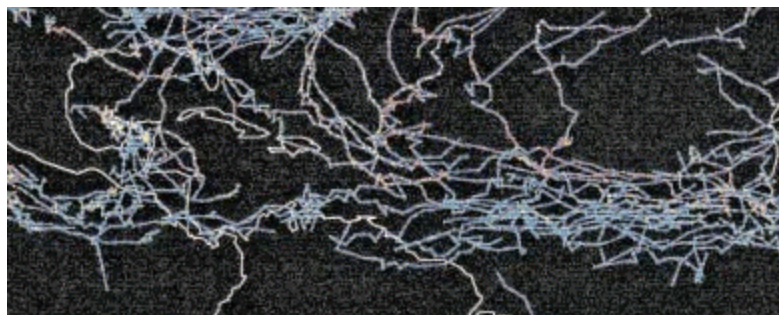


Figura 1.6 Trayectorias de vorticidades positivas para el período comprendido entre Mayo a Octubre de 1994 a 600 y 850mb (Figura de Chris Thorncroft et al 2000).

1.4 EXPERIMENTO CLIMÁTICO EN LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE (ECAC).

El ECAC se realizó con el objetivo de analizar los mecanismos físicos que determinan las características de la temporada de lluvias de verano en México, Centro América y el Caribe.

El desarrollo del ECAC consistió principalmente en un trabajo de campo realizado durante el verano de 2001, el cual permitió obtener información meteorológica y oceanográfica con el fin de probar ciertas hipótesis planteadas sobre los mecanismos de desarrollo del fenómeno conocido como canícula o sequía intraestival (Magaña et al 1999); Que consiste en una disminución en el nivel de precipitación durante el período de lluvias en la república mexicana, este ocurre entre los meses de Julio y Agosto y tiene una duración aproximada de un mes.

La hipótesis central del estudio sostiene que es posible realizar predicciones sobre las características de la temporada de lluvias en México partiendo de la información del estado meteorológico y oceanográfico del Pacífico del Este (Magaña et al 1999).

El ECAC estuvo compuesto por cuatro campañas oceanográficas realizadas en la alberca del Pacífico mexicano (Figura 2.1) y una campaña de observación en el Oeste del mar Caribe, las cuales permitieron recabar información meteorológica y oceanográfica de la región. Durante estas se recolectaron datos de tres líneas principales:

1) Observaciones y mediciones atmosféricas:

Sondeos verticales atmosféricos de dirección y magnitud del viento, humedad, temperatura del aire y altura geopotencial.

Observaciones meteorológicas en cubierta de vientos, temperatura del aire,

precipitación presión y humedad. Mediciones de radiación de onda corta y larga incidente y emitida.

Mediciones de la capa límite marina (1000m) que fueron hechas con un globo cautivo.

2) Observaciones y mediciones Oceanográficas

Estas abarcaron principalmente perfiles de temperatura, salinidad y oxígeno.

3) Mediciones Químicas y Biológicas

Medidas de aerosoles atmosféricos, química de la lluvia, plancton y clorofila.

Durante las campañas ECAC 1 (18-28 mayo 2001) y ECAC2 (7-19 julio 2001) realizadas en el Pacífico mexicano (Figura 2.1), ocurrieron los huracanes Adolfo y Dalila, los cuales comenzaron su desarrollo dentro del área estudiada. A pesar de que estos huracanes no pueden considerarse especiales en cuanto a intensidad (sin embargo Adolfo fué un huracán de categoría cuatro que ocurrió durante el inicio de la temporada de ciclones tropicales, donde normalmente se presentan huracanes de categorías menores), la dinámica de los huracanes forma una parte importante dentro de los procesos estudiados durante el ECAC. Además el Pacífico mexicano, es una región sobre la cual se tienen pocos registros de campo y donde casi todas los experimentos se realizan utilizando estimaciones de satélite o radar, siendo esta sumamente importante para el clima regional.

El objetivo de este trabajo es entonces; utilizar las mediciones recabadas durante el ECAC para examinar las variables atmosféricas así como los procesos físicos durante el período de génesis tropical para los huracanes Adolfo y Dalila. Esto se realiza mediante el análisis de los datos de radiosondeos y globos cautivos capturados, comparando además con simulaciones numéricas efectuadas con datos de reanálisis con el fin de poder realizar mejores estimaciones.

El trabajo se encuentra estructurado de la siguiente manera: En el capítulo dos se aborda la metodología y datos utilizados para el análisis, en el capítulo tres se analizan las características sinópticas de los huracanes, así como el proceso de génesis mediante las salidas obtenidas de las simulaciones numéricas y las condiciones termodinámicas. Finalmente en el capítulo cuatro se muestran y discuten los resultados obtenidos, se propone un modelo conceptual de ciclogénesis tropical y se presentan las conclusiones.

CAPÍTULO 2

2.1 DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos utilizados durante el trabajo comprenden medidas realizadas in situ, obtenidas vía globo cautivo, radiosondas y en superficie; las cuales poseen alta resolución espacial (radiosondeos 100mb sobre la vertical) y resolución temporal de (12hrs). Sin embargo representan medidas puntuales y no permiten tener un cuadro tridimensional completo de la atmósfera en la región de estudio. Por tanto, se utilizaron también datos de reanálisis los cuales forman una base cuádr dimensional y poseen una resolución espacial ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) y temporal (6 horas). Los datos de reanálisis estan basados en el sistema de análisis-pronóstico desarrollado por NCAR/N Reanalysis proyect (Kalnay et al, 1996), con ellos se realizaron simulaciones numéricas utilizando el modelo de mesoescala MM5 .

2.1.2 ECAC 1 y 2

Los experimentos ECAC 1 y 2 se realizaron del 18 al 28 de mayo y del 7 al 19 de Julio de 2001 respectivamente, en el Océano Pacífico, el área recorrida durante las campaña se muestra en la siguiente figura.

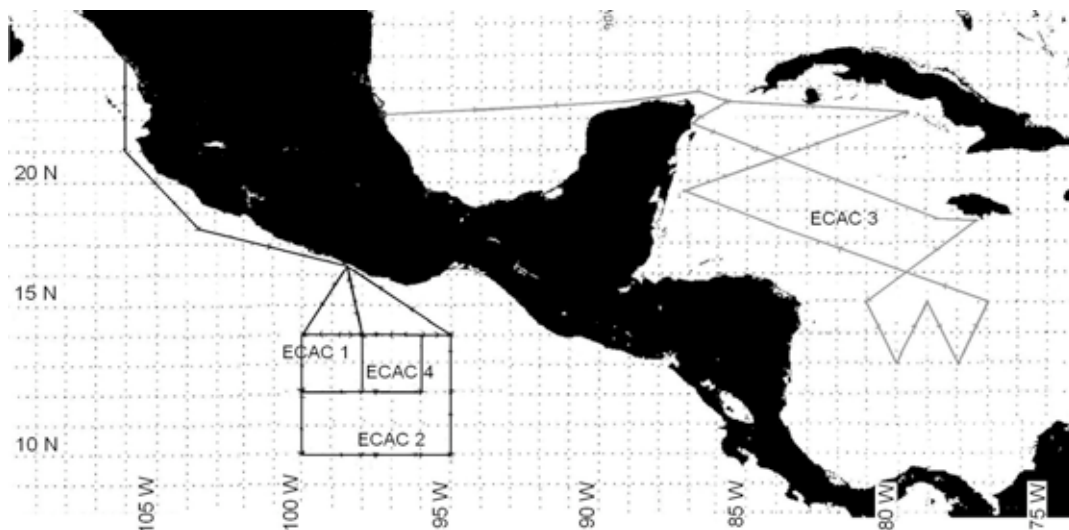


Figura 2.1 Recorrido seguido durante el ECAC.

2.1.3 MEDICIONES IN SITU

Los registros de radiosondas y globo cautivo se efectuaron durante las campañas oceanográficas ECAC1 y 2, al igual que los registros de temperatura en superficie. Los dispositivos fueron liberados desde cubierta cada 6 horas a lo largo de las trayectorias de cada campaña. Estos proporcionaron los datos de estructura vertical que se utilizaron para analizar cizalla del viento, perfiles de temperatura y saturación en distintos niveles. Estos fueron convertidos directamente de archivos binarios a imágenes utilizando GrADS.

2.1.4 DATOS DE REANALYSIS

Estos datos se encuentran disponibles en el sitio Web <http://www.cdc.noaa.gov>. Todos los datos de Reanalysis se encuentran disponibles en mallas regulares con una cubierta espacial de 2.5° latitud x 2.5° longitud dentro del dominio que comprende de los 90°N a 90°S y 0°E a 357.5°E . La resolución temporal de los datos de Reanálisis es de 6 horas (00, 06, 12 y 18 GMT) y se encuentran en 17 niveles de presión disponibles: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 mb (ó hPa). Este tipo de datos puede ser utilizado en el Modelo de Mesoescala MM5 con objeto generar las condiciones iniciales y de frontera a escala sinóptica.

2.2 EL MODELO DE MESOESCALA MM5

El modelo MM5 es un modelo de área limitada, no hidrostático, que permite utilizar coordenadas que siguen el terreno (sigma). Diseñado para simular circulaciones atmosféricas a nivel de mesoescala y escala regional. Desarrollado en la Universidad Estatal de Pennsylvania por Anthes y documentado por Anthes et al. (1978). Posteriormente enriquecido en el National Center for Atmospheric Research (NCAR).

2.2.1 CARACTERÍSTICAS

- 1) Capacidad para hacer dominos de área anidados múltiples.
- 2) Dinámica no hidrostática, lo que permite usar el modelo en una escala de unos cuantos kilómetros.
- 3) Capacidad multitarea en partes, hecho que facilita contar con los requerimientos de computo.
- 4) Capacidad de asimilación de datos en cuatro dimensiones, lo que incluye datos observados por radiosondeos, estaciones de superficie, datos de reanálisis, etc.
- 5) Distintas opciones de parametrizaciones físicas.
- 6) Inclusión de las características específicas del terreno como son el uso de suelo, la presencia de agua y topografía.

2.2.2 CONFIGURACIÓN DEL MODELO

El modelo se encuentra estructurado en módulos que en conjunto se refieren como MM5. En particular el MM5-V3 (MM5 versión 3) está dividido en los módulos TERRAIN, REGRID, RAWINS/little_r, INTERP_F, MM5, NESTDOWN, INTERP_B y MM5_TO_GrADS. Cada módulo cuenta con programas que realizan funciones específicas dentro del procesamiento de datos requerido.

2.2.3 DESCRIPCIÓN DE LOS MÓDULOS

Terrain

Este módulo realiza una interpolación horizontal de las coordenadas del globo terrestre (latitud y longitud) a una malla de mesoescala. Utiliza como entradas, los datos de elevación del terreno, uso del suelo-vegetación, tipos de suelo, cuerpos de tierra- agua y de temperatura a nivel de superficie. Con ellos crea archivos de salida que contienen los datos en código binario de la información, estas salidas se utilizan como entradas para los módulos REGRID y MM5. Los datos de entrada de topografía pueden integrarse al modelo en seis resoluciones: 1 grado; 30, 10, 5 y 2

minutos; ó 30 segundos los que equivalen a aproximadamente, 111km, 56km, 19km, 9km, 4km y 0.9km respectivamente.

En este módulo se determina los dominios y la resolución de la malla a utilizar, permitiendo definir hasta 5 dominios de trabajo. Las resoluciones de los dominios que genera este módulo, se pueden declarar en kilómetros, siendo por definición las resoluciones de los dominios anidados múltiplos de tres de la resolución del dominio madre. Este módulo generan un archivo de salida para cada dominio declarado.

Regrid

Regrid lee como niveles de presión los análisis globales dispuestos como puntos en una malla regular, interpolando de acuerdo con la resolución de la malla y la proyección elegida. Esto lo realiza tomando la salida de Terrain para preparar los datos de entrada que requiere el modelo como condiciones iniciales y de frontera, y generando archivos que serán utilizados por el módulo Interp_f. Se divide en dos sub-módulos que son pregrid y regridder.

Pregrid

En este módulo se extraen los parámetros que requiere el modelo, tales como temperatura del aire, presión en superficie, humedad específica, temperatura de superficie del mar, así como dirección y rapidez del viento. Dichas variables se pueden extraer de datos de reanálisis (NCEP) o de análisis meteorológicos globales, regionales o modelos, llevados a mallas regulares. Este módulo permite acotar en tiempo la información global, así como estructurarla en forma adecuada para ser utilizada como condiciones iniciales y de frontera dentro del modelo.

Regridder

Interpola los datos con información meteorológica de las salidas de PREGRID, en la malla de cada dominio generado en TERRAIN. Al mismo tiempo, este submódulo crea una base de datos interpolados de los parámetros que utilizará el modelo como condiciones iniciales, y de las condiciones del terreno como uso de suelo, topografía y mapa de los datos.

Interp_f

Este módulo realiza la interpolación de niveles de presión a coordenadas sigma (las superficies sigma que se encuentran cercanas al terreno tienden a seguirlo y aquellas que se encuentran en niveles sigma altos tienden a aproximar superficies isobáricas). Interp_f toma los datos de salida de REGRID, RAWINS, Little_r, o de Interp_b como entrada para generar una condición de límite inicial.

MM5

En el módulo MM5, se definen las parametrizaciones físicas. Este módulo realiza los cálculos numéricos de las simulaciones.

mm5 to GrADS

Este módulo convierte las salidas generadas por el módulo MM5 en un formato de lectura para el visualizador GrADS.

2.3 VÓRTICE ARTIFICIAL BOGUS

Otro elemento a mencionar en el desarrollo de las simulaciones, fue la introducción de un vórtice artificial “Bogus”. Que consiste en declarar tanto la velocidad máxima de viento así como la dimensión radial y ubicación del sistema en un instante deseado, es decir se introducen estas como condición de frontera al inicio de la simulación, generando una circulación proporcional a las dimensiones dadas. Este se introdujo en ambos casos cuando los sistemas comenzaban a organizarse, en el día y hora en que los sistemas fueron reportados con categoría de tormenta tropical. El bogus se implementa en el módulo Regrid.

Este recurso existe dentro del MM5, debido a la incapacidad para “generar” los huracanes. La ubicación de cada sistema en el instante deseado, la velocidad de vientos máxima, así como su dimensión radial pueden obtenerse en el sitio web de la NOAA-NCEP para cada horario registrado. Con estos datos se introdujo cada vórtice.

En ambos casos la introducción del vórtice artificial derivó en una mejor organización del sistema, además de presentar tanto intensidad como trayectoria mas cercanas a las observadas.

Cabe resaltar que si bién las simulaciones efectuadas sin la introducción del vórtice generaban circulaciones desplazándose sobre el área, estas se desorganizaban rapidamente y ni la intensidad ni la trayectoria coincidían con los reportes de observaciones.

Otra tendencia general para las simulaciones con y sin vórtice es el hecho de que las salidas del modelo conseguían organizarse mejor cuanto mas cerca se comenzara la simulación del momento en que el sistema alcanzaba la categoría de huracán,

2.4 OPCIONES FÍSICAS UTILIZADAS EN LAS SIMULACIONES DEL MM5

En las simulaciones se utilizó un dominio con resolución espacial de 70x150 para cada una, dentro del cual se consideraron las siguientes opciones de las parametrizaciones físicas incluidas en el MM5.

1. Parametrizaciones de cumulus

Se utilizó la parametrización Kain-Fritsch (Kain and Fritsch 1990), la cual es derivada de la parametrización Fritsch-Chappell (Fritsch and Chappell 1980).

La Parametrización Fritsch-Chappell

Se basa en un perfil de relajación debido al ascenso y descenso así como en las propiedades de la región de subsidencia. El flujo de masas convectivas remueven 50% de la energía boyante disponible en el tiempo de relajación. Se considera un rango fijo de mezclado con el ambiente (entrainment), adecuado a escalas de 20-30km debido al hecho de asumir nubes aisladas y a la subsidencia local. Este esquema predice propiedades tanto ascenso como descenso así como nubes y precipitación. Considerando también los efectos de cizalla debidos a la precipitación.

La parametrización Kain-Fritsch Además utiliza un sofisticado esquema de

mezcla propuesto por Kain-Fritsch (1990), para determinar entrada y salida de humedad, además energía bouyante se remueve completamente en el tiempo de relajación.

2. Esquema de capa límite planetaria

Se utilizó el “High-resolution Blackadar Planetary Boundary Layer (PBL)” (Zhang, Dalin; Anthes, Richard A. 1979); Este esquema presenta las siguientes características:

Permite subdividir la capa de mezcla en varias subcapas. Es decir, permite tener alta resolución en PBL.

Establece una profundidad de capa límite determinada por el perfil de temperatura.

El intercambio en el tope de la capa límite se considera producto de los movimientos ascendentes en las termales.

Posee cuatro esquemas de estabilidad, incluyendo capa límite de libre convección y utiliza además pasos temporales para la estabilidad.

3. Difusión vertical de humedad (IMVDIF).

Esta opción no esta disponible para todas las parametrizaciones de capa límite, sin embargo para Blackadar si. Cuando esta opción se encuentra activa, permite el mezclado vertical en capas saturadas. Produciendo un perfil de mezcla adiabático húmedo.

4. Radiación atmosférica

Estos esquemas representan los efectos radiativos (flujos de onda larga y corta) de la atmósfera así como de la superficie.

Se utilizó la opción de radiación en un ambiente nublado (Cloud Radiation). Esta permite considerar los efectos radiativos atmosféricos debidos a las

nubes modeladas. Además modela los flujos de radiación superficiales de onda larga y corta de modo independiente.

5. Opción de convección (Shallow Convection).

Esta opción permite la mezcla en las nubosidades del tope de la capa límite planetaria. Permitiendo un alto nivel de intercambio con el ambiente que rodea las columnas de convección.

6. Modelo de temperatura terrestre multicapas (ISOIL).

Esta opción requiere que el modelo trabaje con parametrización de capa de mezcla planetaria Blackadar. Y permite integración multicapas.

En el siguiente capítulo se presentan los resultados obtenidos.

CAPÍTULO 3

En este capítulo se analizan las condiciones meteorológicas de larga y meso escala para los huracanes Adolfo y Dalila ocurridos durante las campañas ECAC1 y ECAC2, además se analizan las condiciones de estabilidad atmosférica, poniendo especial énfasis en el período de ciclogénesis. En el siguiente capítulo, utilizando datos registrados durante las campañas oceanográficas, así como las salidas de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo MM5. Se revisan los resultados obtenidos desde la óptica de las distintas hipótesis de formación de huracanes (Emanuel, 1996; Gray, 1998; Farfán y Zehnder 1997; Bister y Emanuel, 1996).

3.1 EL HURACÁN ADOLFO

El huracán Adolfo se desarrolló paralelo a la costa del Pacífico mexicano sin afectar directamente áreas terrestres, alcanzando vientos máximos de 231.6 km/h (por el periodo de las 18:00 UTC del día 27 a las 18:00 UTC del día 31 Mayo), lo que lo sitúa en la categoría cuatro según la escala de Saffir-Simpson.

El origen de Adolfo está asociado a una onda tropical originada en las costas africanas y que se desplaza hacia el oeste el 7 de Mayo de 2001. Para las 18:00 UTC del día 22, la cresta de la onda se ubica sobre Panamá y el noreste del Océano Pacífico (Figura. 3.1) y alrededor del día 24 se convirtió en un sistema convectivo organizado resultando en una circulación ciclónica en superficie (Figura. 3.2). Esta área de convección organizada justo al sur del Golfo de Tehuantepec (Figura. 3.3), genera a una circulación ciclónica no muy intensa pero bien definida en superficie a las 1800 UTC de 25 de Mayo (Figura. 3.4). Las estimaciones de viento en superficie por satélite QuikSCAT (<http://poet.jpl.nasa.gov/>) para el mismo día (Figura. 3.5) presentan ya una depresión tropical que se ubicaba alrededor de 398 km al sur-suroeste de Acapulco.

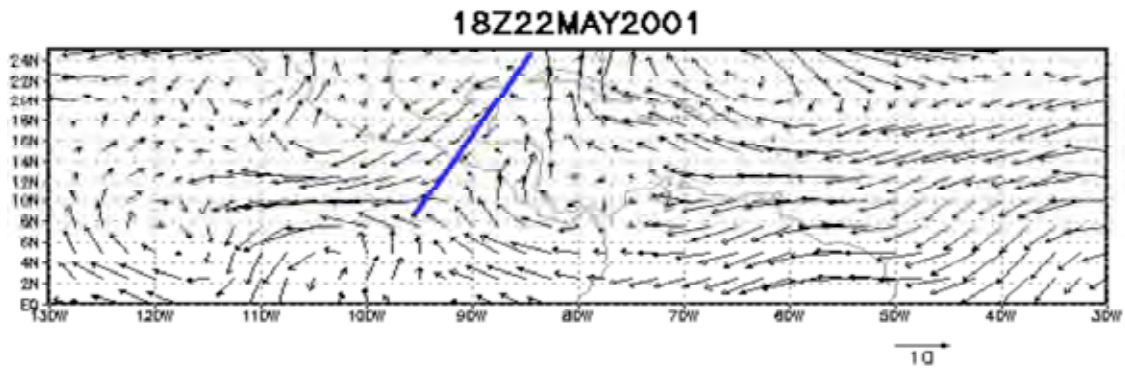


Figura 3.1: Vientos (ms^{-1}) en superficie del reanálisis del NCEP para las 18:00 UTC de 22 de mayo de 2001. El eje de la onda del este es representado en azul.

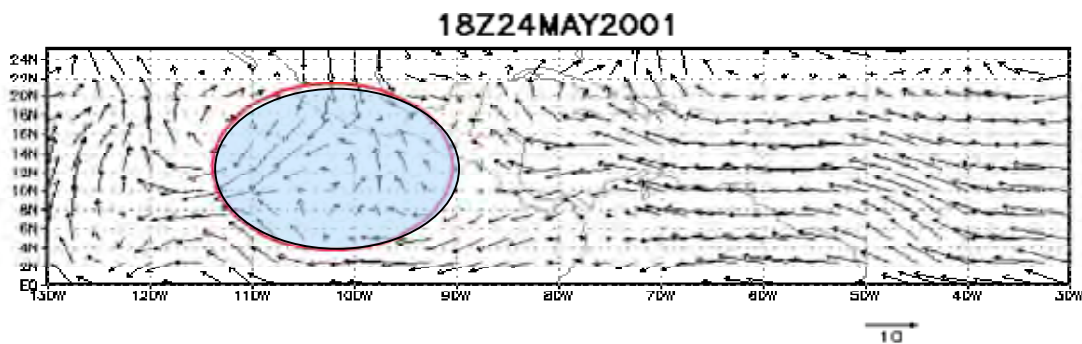


Figura 3.2: Vientos (ms^{-1}) en superficie del reanálisis del NCEP para las 18:00 UTC de 24 de mayo de 2001. El círculo rojo indica la circulación ciclónica y área de convección.

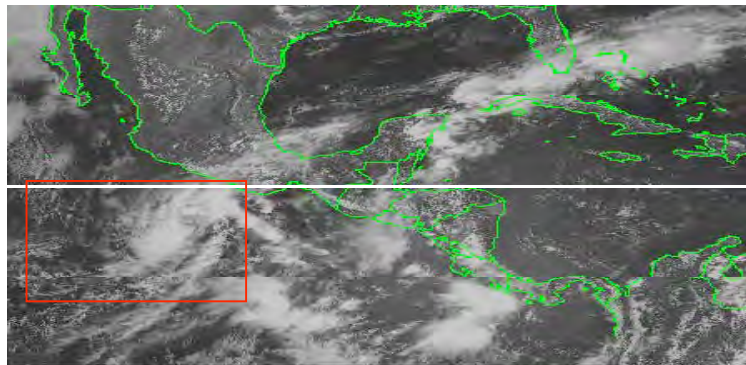


Figura 3.3: Imagen de satélite (espectro visible) para las 1800Z 25 de mayo de 2001. El cuadrado rojo indica la región de convección intensa asociada a depresión tropical.

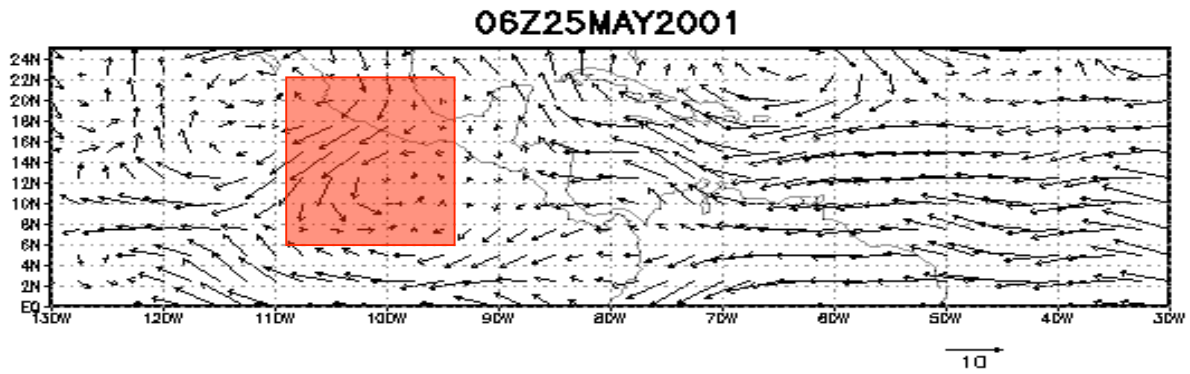


Figura 3.4: Vientos en superficie para las 1800 UTC de 25 de Mayo asociada a convección intensa organizada justo al sur del Golfo de Tehuantepec (señalada en el cuadro rojo), al igual que lo muestra la imagen de satélite (figura 3.3).

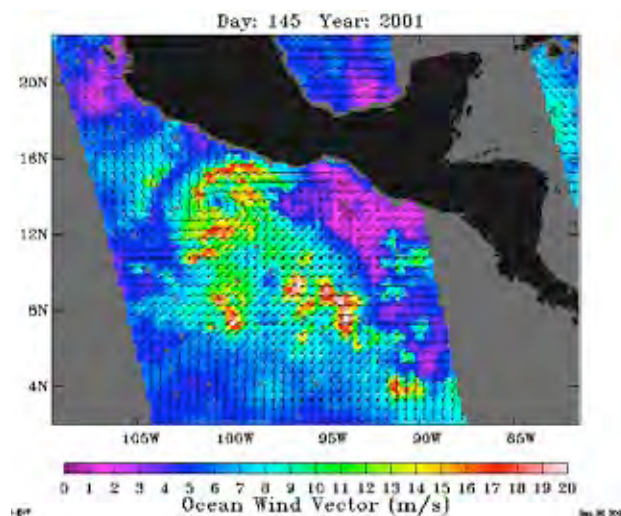


Figura. 3.5: Estimaciones de viento des superficie sobre áreas oceánicas derivados por satélite QuikSCAT (<http://poet.jpl.nasa.gov/>) correspondientes al día 25 de mayo de 2001 que muestra la depresión tropical al momento en que ubicaba al sur-oeste de Acapulco. Las colores indican la intensidad del viento y las flechas la dirección.

La trayectoria diagnosticada por en Centro Nacional de Huracanes (CNH) (Figura. 3.6) muestra un desplazamiento hacia oeste causado por bloqueo de un centro de alta presión en la media troposfera al noroeste (Figura. 3.7).

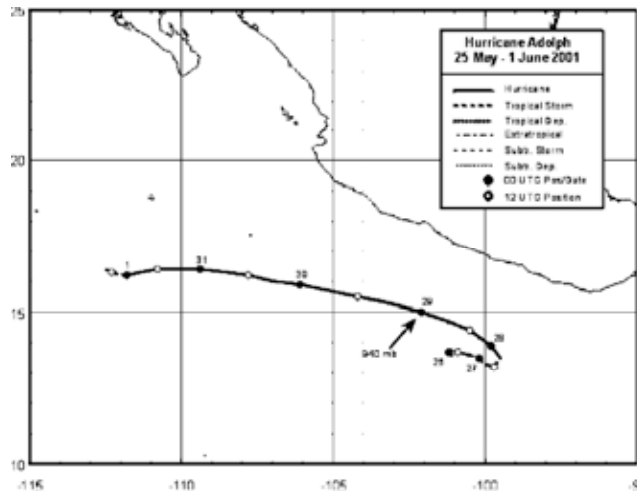


Figura 3.6 Trayectoria observada de Adolfo por el Centro Nacional de Huracanes
(/National/Hurricane/Center/Tropical/Cyclone/Report.htm)

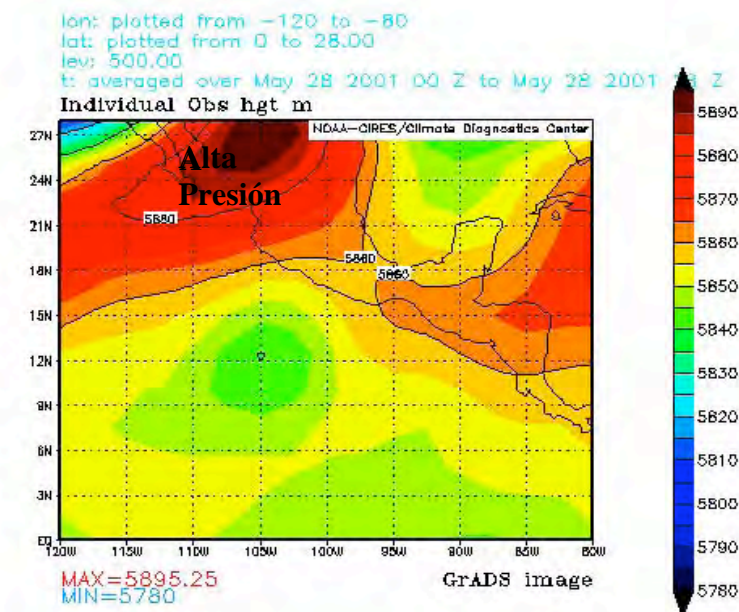


Figura 3.7 Altura geopotencial 500mb el 28 mayo a las 00z. La presencia de una alta presión obliga al centro de baja presión (ubicado al sur oeste de Acapulco 12N, 105W), a realizar un cambio hacia oeste en su trayectoria.

La depresión tropical aumentó su fuerza y su velocidad para convertirse en la tormenta tropical Adolfo a las 1800 UTC de 26 de Mayo cuando su centro se encontraba alrededor de 361 km al sur-suroeste de Acapulco (Figura.3.8).

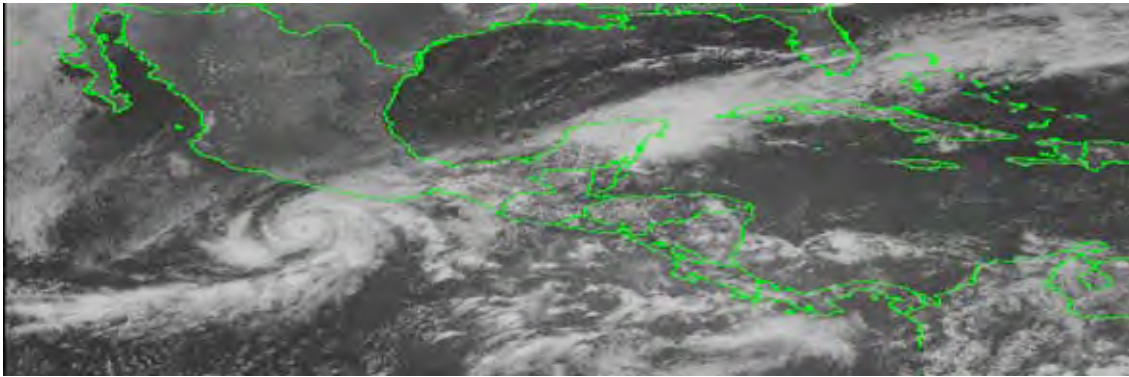


Figura 3.8: Imagen de satélite (espectro visible) para 1800 UTC del 26 de mayo, en ella se aprecia claramente la definición del ojo y los brazos del huracán.

Su mayor aproximación a la costa mexicana ocurrió al suroeste de Acapulco, cuando Adolfo se encontraba aproximadamente a 268.7 km y cercano a 1200 UTC ese mismo día. Adolfo conservó la categoría de huracán, manteniendo además un ritmo de intensificación que aumento dramáticamente para tener su pico de intensidad en 231.6 km/h 30 hrs después en 0000 UTC el día 29 de Mayo. Poco después de alcanzar su intensidad máxima Adolfo se desplaza hacia la dirección noroeste, y posteriormente hacia oeste incrementando su velocidad de desplazamiento aproximadamente de 13 a 18.5 km/h, alrededor del borde oeste de la cresta troposfera media sobre México. Por 0600 UTC el 30 de Mayo, Adolfo se debilito disminuyendo aproximadamente a 185.3 km/h. Esta tendencia de lento debilitamiento continuó presentando algunas oscilaciones en la intensidad de la convección y la definición del ojo. Por 0000 UTC el 1 de Junio, Adolfo disminuyó su fuerza por debajo de la categoría de huracán en momentos en que se encontraba a 703.76 km al sur suroeste de Cabo San Lucas aproximadamente. Con la ausencia de convección profunda (disminución en la temperatura de superficie del mar) el ciclón tropical se disipó alrededor de 741 km al sur suroeste de Cabo San Lucas por 0000 UTC el 2 de Junio.

Un aspecto interesante de mencionar es que el huracán Adolfo fue el primero huracán observado que alcanzo la categoría 4 en periodo temprano de la denominada temporada oficial de huracanes para el Pacífico este. En general huracanes de esta categoría solamente ocurren ya en fechas en final de junio y agosto. Como discutiremos más adelante esto tiene implicaciones relativas al cambio climático (Anexo 2).

3.2 EL HURACÁN DALILA

Durante el experimento ECAC2 (7-27 de julio de 2001) ocurrió el huracán Dalila que se desplazó, también a lo largo de la costa del pacífico mexicano sin alcanzar zonas terrestres. Su máximo acercamiento ocurrió cuando su centro se encontraba aproximadamente a 185.3 km de la costa. Dalila alcanzó la categoría de huracán por un periodo muy corto de pocas horas, ocasionando, sin embargo, algunas inundaciones en las costas de Chiapas y Oaxaca.

El origen de Dalila está asociado a una onda tropical que se desplazó desde de África pasando sobre el océano Atlántico tropical alrededor del 10 de julio. El sistema cruzó la parte norte de América del Sur y América Central (Figuras. 3.9 y 3.10) durante los días 15, 16 y 17 acompañado de fuertes tormentas, para entrar en la cuenca del pacifico el día 18 en forma de convección organizada.

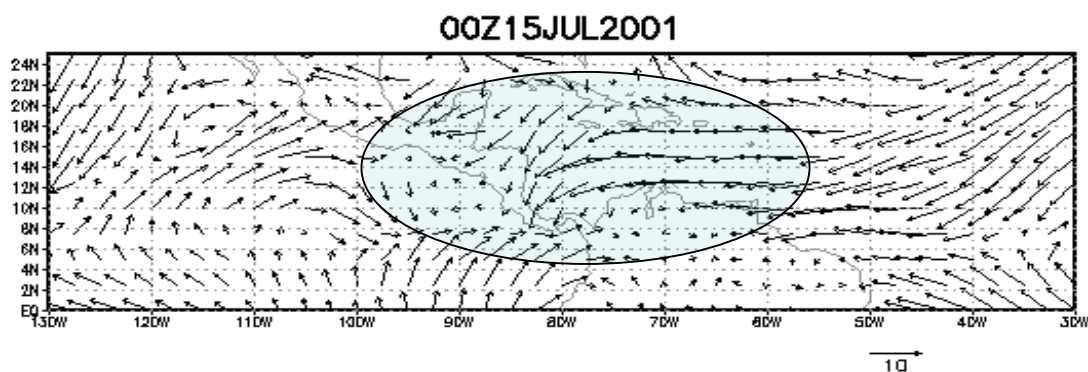


Figura 3.9 Campo de vientos en superficie del 15 de julio, la figura muestra en el recuadro ubicado sobre América Central al sistema que dio origen al huracán Dalila.

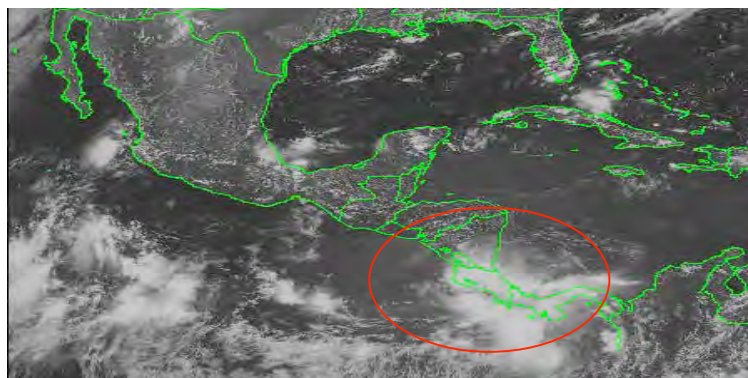


Figura 3.10 Imagen de satélite (espectro visible) para el día 15 de julio, en ella puede apreciarse el sistema cruzando sobre América Central indicada por el círculo rojo.

En las primeras horas del día 21 el sistema adquirió una circulación ciclónica cerca de la superficie, convirtiéndose en depresión tropical, alrededor de 463 km al sur del Golfo de Tehuantepec (Figura. 3.11)

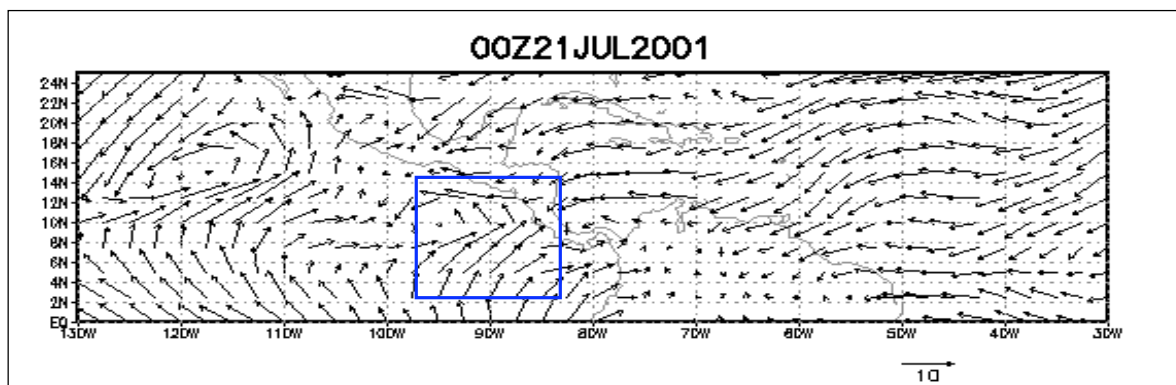


Figura 3.11: Campo de viento en superficie para el 21 de julio, en el recuadro indica la formación de la depresión tropical al sur del Golfo de Tehuantepec.

Continuó entonces moviéndose hacia el noroeste, para situarse aproximadamente a 185.3 km con respecto a la costa mexicana. Debido a la alta temperatura de la superficie del mar (arriba de 29° C) (figura 3.12) y a una muy débil cisalla vertical de viento, los vientos se incrementaron de 65 a 111 km/h entre los días 22 y 23 y alcanzando 120.5 Km/h en el día 24 de julio. La tormenta pasó directamente sobre la isla Socorro (18.48° Norte, 110.59° Oeste) al oeste de la costa mexicana en el día 25. La secuencia de imágenes (Figura 3.13) muestra el desarrollo del huracán durante estos días. El día 22 se ubica justo al sur del Golfo de Tehuantepec y continúa desplazándose paralelo a la costa.

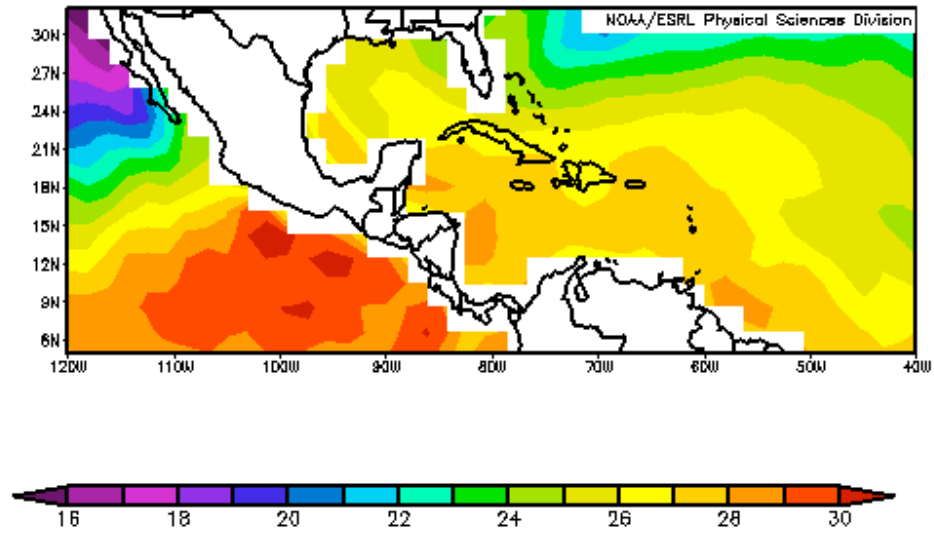


Figura 3.12 Temperaturas de superficie del mar para el día 20 de mayo sobre la región.

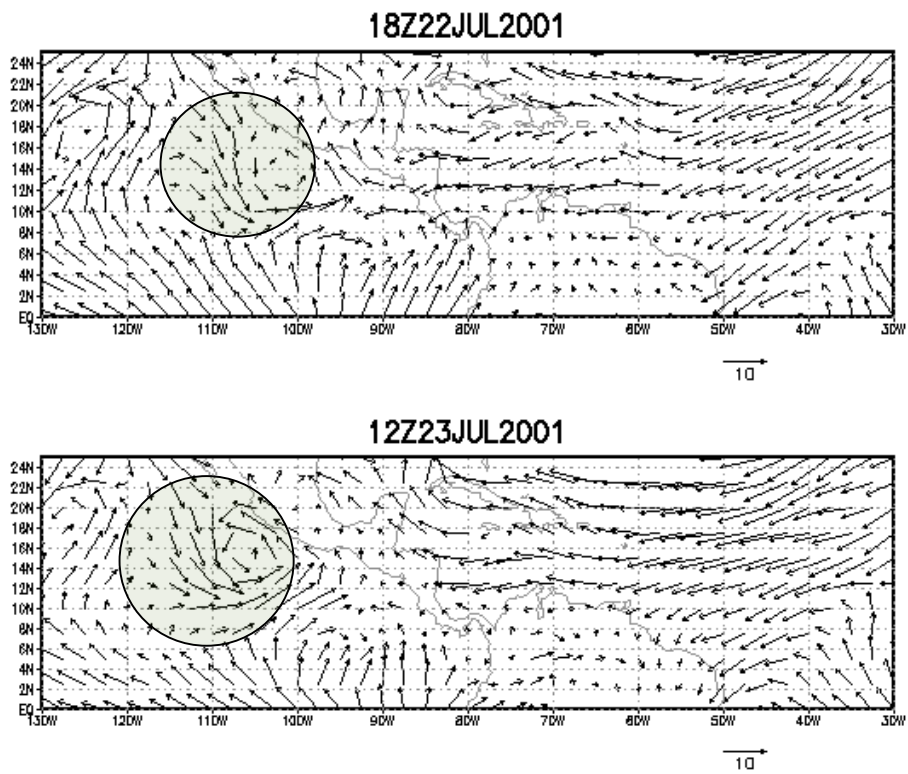


Figura 3.13 Secuencia que muestra los vientos en superficie (generados con reanálisis de NCEP) el que dan origen al huracán (Continúa).

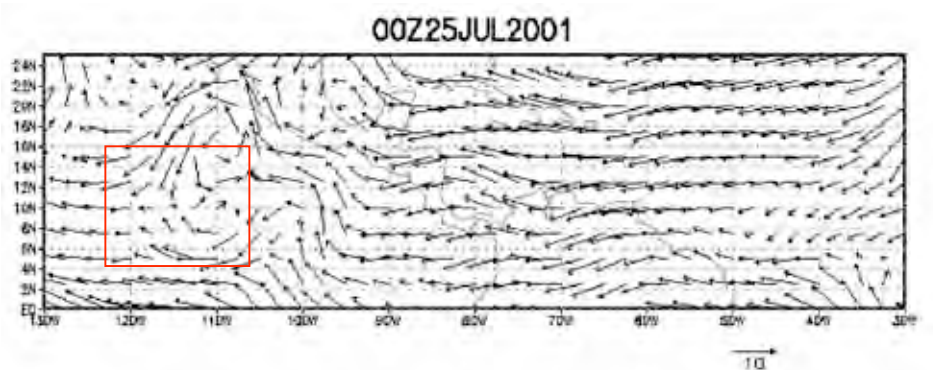


Figura 3.13 Secuencia que muestra los vientos en superficie (generados con reanálisis de NCEP) el que dan origen al huracán.

Las Figuras 3.14 y 3.15, muestran las imágenes del espectro visible de satélite para los días 22 de julio a las 18z y 25 julio a las 18z. Cuyos campos de viento (generados con Reanalysis NCEP) se muestran en la secuencia de la Figura 3.13.

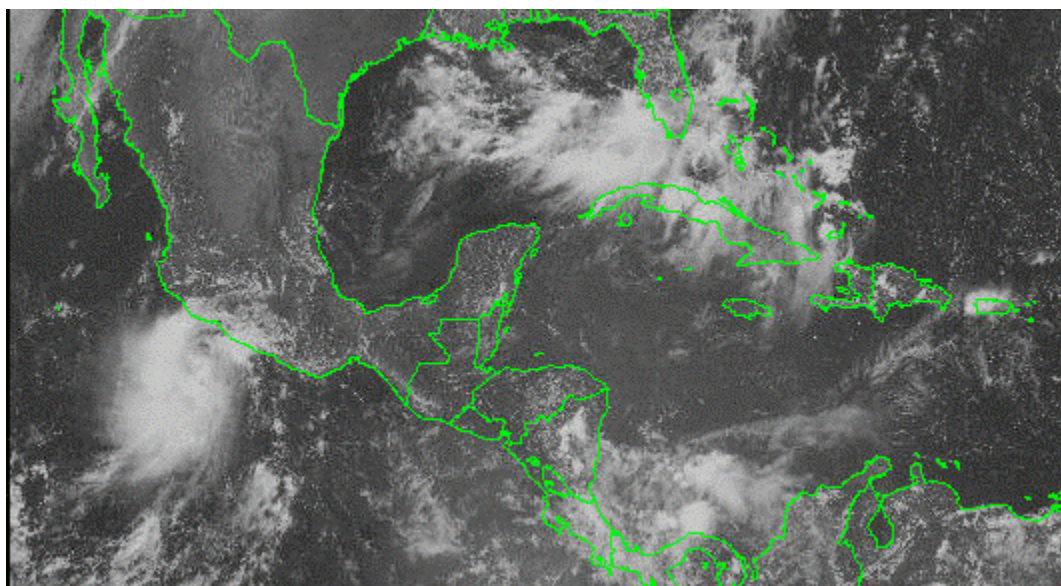


Figura 3.14 Imagen de satélite (espectro visible) para el día 22 de julio a las 18z, en ella se aprecia la ubicación del sistema.

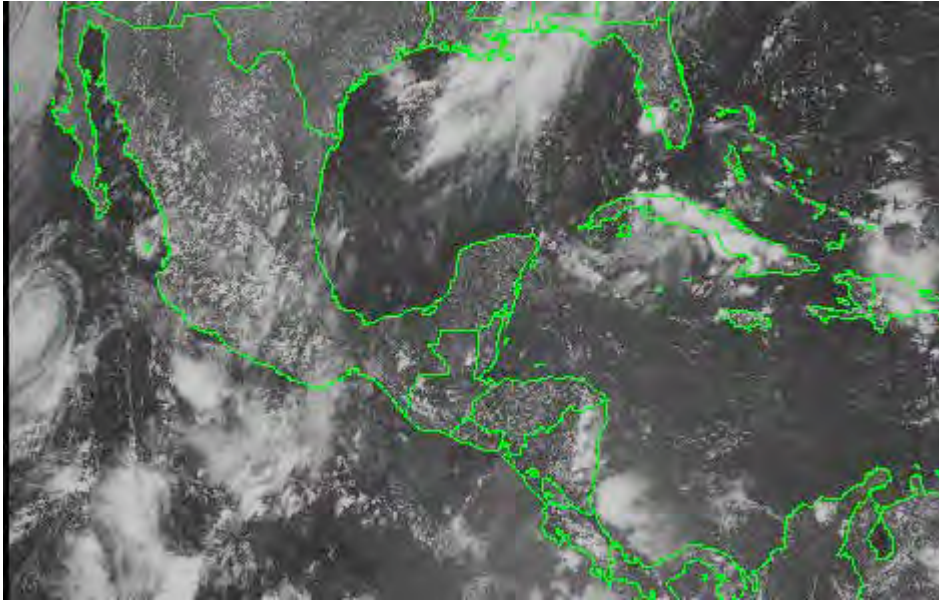


Figura 3.15 Imagen de satélite (visible) para el día 25 de Julio a las 18z, a la izquierda puede apreciarse el sistema.

Dalila alcanzó la categoría de huracán por tan solo unas pocas horas, disminuyendo su velocidad para permanecer con velocidades de 102 km/h hacia principios del día 27. Ese día muchas de las convecciones profundas asociadas, se disiparon, moviéndose sobre agua más fría. Dalila se disipó como un ciclón tropical el día 28, cuando se encontraba aproximadamente a 1260 km al suroeste de la punta de Baja California. La trayectoria de Dalila, por CNH es presentada en la siguiente Figura 3.16.

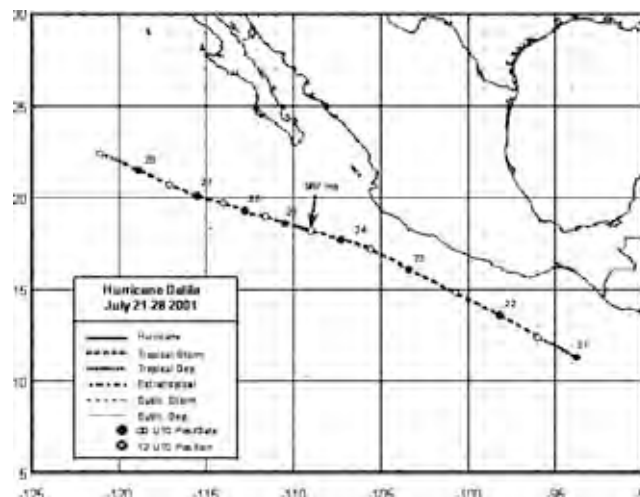


Figura 3.16 Trayectoria observada de Dalila por el Centro Nacional de Huracanes ([/National/Hurricane/Center/Tropical/Cyclone/Report.htm](http://National/Hurricane/Center/Tropical/Cyclone/Report.htm))

CAPÍTULO 4

En el presente capítulo se revisan las hipótesis de formación de huracanes presentadas en el Capítulo 1. Posterior al análisis, se propone un modelo conceptual de ciclogénesis tropical, se discuten los resultados, y se presentan las conclusiones.

4.1 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

4.1.1 PERFILES DE TEMPERATURA POTENCIAL Y TEMPERATURA EQUIVALENTE EN LAS CAMPAÑAS ECAC 1 Y 2.

Los perfiles verticales de temperatura para las ECAC 1 (Figura 4.1) y ECAC 2 (Figura no mostrada), fueron obtenidos por radiosondas. Los datos fueron procesados mediante GrADS y con ellos se construyó un promedio de cada temperatura para cada campaña. El resultado se muestra a continuación.

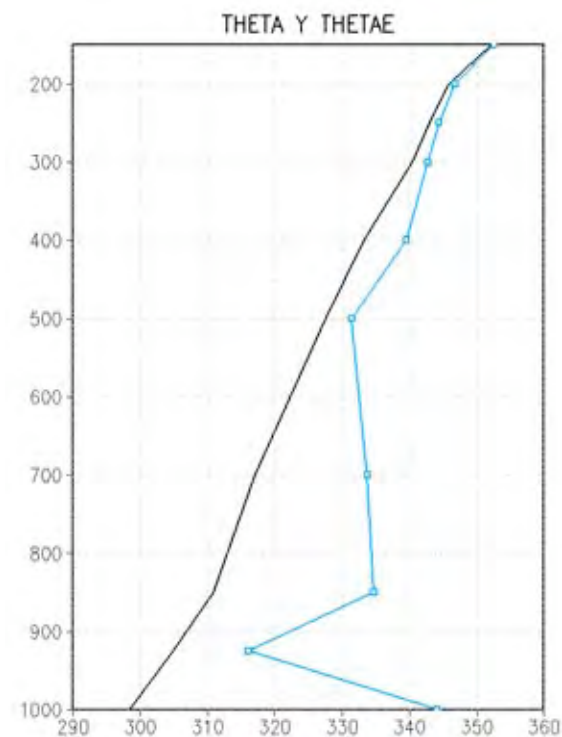


Figura 4.1 Perfiles verticales (mb) de temperatura potencial (Theta, θ) y temperatura equivalente (theta e, θ_e) (Kelvin) promedio para el ECAC 1. En esta se aprecia inestabilidad condicional en la baja troposfera.

Los perfiles verticales obtenidos para el ECAC 1 (El ECAC 2 presenta un comportamiento similar, Figura no mostrada), coinciden con los perfiles típicos encontrados en la vecindad de una tormenta tropical (Holton 1992). La Figura 4.1 muestra inestabilidad condicional en la baja troposfera. Sin embargo el perfil observado no necesariamente implicaría el desarrollo de procesos conectivos espontáneos. Recordemos que la inestabilidad condicional requiere no solo que:

$$\frac{d\Theta_e^*}{dz} < 0$$

Sino la saturación de las parcelas a la temperatura ambiente del nivel donde comienza la convección (Nivel de libre convección NLC). Entonces se necesitaría de algún forzante dinámico para forzar el ascenso de las parcelas al nivel de saturación(en la baja tropósfera la humedad es menor al 100%).

4.1.2 ENERGÍA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONIBLE (EPCD) y ENERGÍA DE INHIBICIÓN CONVECTIVA (EDIC)

El desarrollo de tormentas convectivas depende de la presencia de condiciones ambientales favorables para la ocurrencia de convección profunda. Existen índices desarrollados para medir estas condiciones partiendo de las condiciones de temperatura y humedad presentes. El índice EPCD nos permite una medida de la máxima energía cinética que una parcela estáticamente inestable puede adquirir. Por otro lado la energía de inhibición conectiva (EDIC), proporciona una medida del trabajo necesario para llevar las parcelas hasta el nivel de libre convección (NLC).

Estos índices resultan útiles para proveer información que determine si ocurrirá o no convección (EDIC) y cuán severa podría desarrollarse una tormenta (EPCD). Valores de EDIC mayores a 200J/Kg. son suficientes para inhibir la convección en la atmósfera. Por otro lado valores de EPCD alrededor de 500J/Kg. son típicos de zonas con convección.

4.1.3 ÍNDICES CINE Y CAPE DURANTE EL ECAC.

En el caso del ECAC 1 (8 a 21 de Julio) los valores del EPCD resultan ser siempre mayores que los del EDIC, bajo estas condiciones, si las parcelas de aire lograban alcanzar el nivel de libre convección (que separa las zonas de CINE y CAPE en un termodiagrama) entonces se acelerarían para generar convección profunda. Es decir, las parcelas estarían más calientes (menos densas) que el aire que las rodea, por tanto ascenderían, alcanzando el nivel de libre convección, desde donde continuarían ascendiendo hasta perder su humedad (liberando calor latente al condensarse) y quedar a la temperatura del ambiente. Los reportes durante la campaña corresponden a cielos despejados en ocasiones pero también se presentaron lluvias durante casi todos los días, observaciones que concuerdan con los índices calculados, (la condición de cielo despejado, permite el paso de radiación solar manteniendo así elevada la temperatura del mar). Si bien los niveles de CAPE reportados son altos, no necesariamente condicionan el desarrollo de procesos conectivos profundos. Sin embargo, como se mencionó, si representan una atmósfera inestable en la que una perturbación fácilmente puede acelerar las parcelas desencadenando así convección profunda. El caso del ECAC 2 presenta un comportamiento similar.

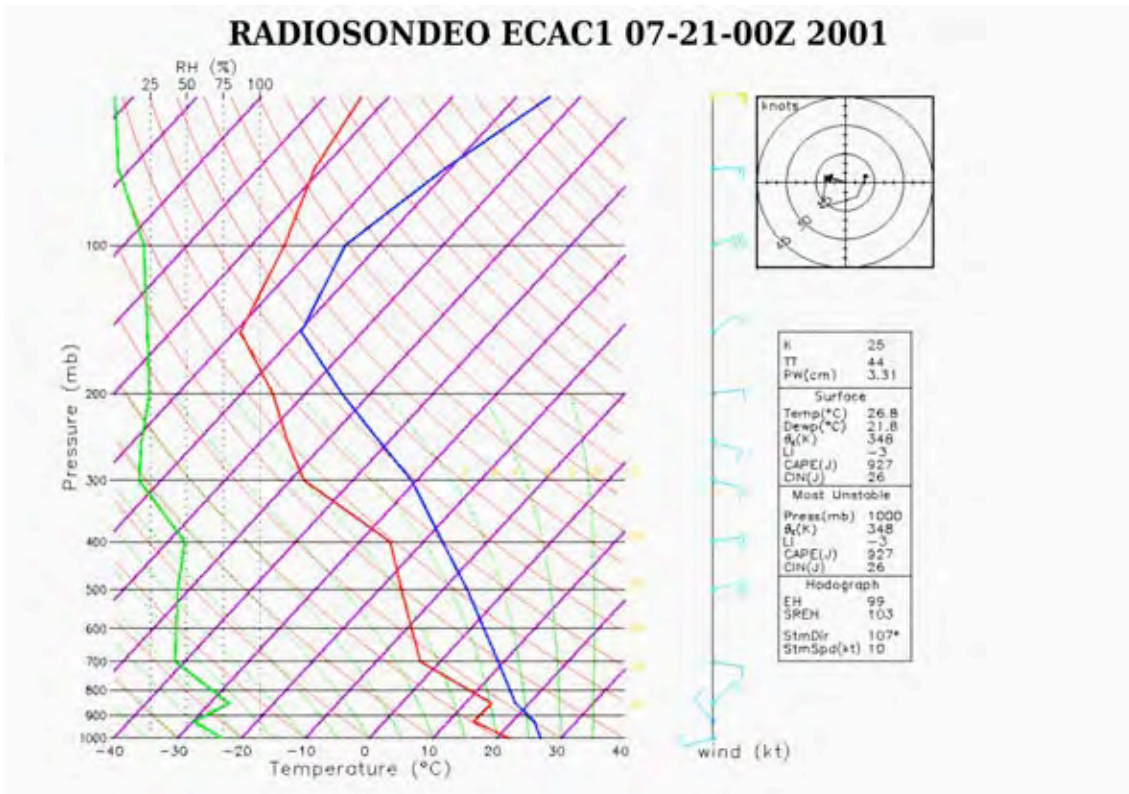


Figura 4.2 Perfiles verticales de temperatura de punto de rocío (rojo) de temperatura (azul) y de humedad (verde) En el lado izquierdo de la figura se encuentran los índices calculados para este sondeo. Mostramos únicamente este día y horario como un ejemplo, ya que el resto presenta comportamiento similar.

Podemos decir entonces que las condiciones atmosféricas presentes durante las campañas ECAC 1 y 2 resultaban efectivamente propicias para el desarrollo de convección. Sin embargo es importante recalcar que aún con estas condiciones presentes los procesos convectivos no se desarrollan espontáneamente (estas condiciones se mantienen relativamente sin cambio durante toda la temporada sin que se formen sistemas continuamente). Este resulta entonces un buen punto para considerar la interacción o presencia de sistemas dinámicos externos como forzantes para acelerar la convección, así como para ayudar a la organización de los huracanes.

4.2 HIPÓTESIS DE CICLOGÉNESIS

Hemos descrito hasta ahora las características sinópticas de los huracanes Dalila y Adolfo, desde la formación de los centros de baja presión, la categoría de tormenta tropical y de huracán, hasta el momento en que se disiparon, así como las condiciones de estabilidad atmosférica.

El análisis tomó como base los datos del Reanalysis del NCEP (Kalnay *et al.* 1996), estimaciones e imágenes de satélite así como mediciones tomadas durante los experimentos ECAC 1 y 2. Sin embargo, este análisis no permite examinar los mecanismos dinámicos de generación y evolución de los huracanes por dos principales motivos: 1- A pesar de ser el reanálisis una base cuatridimensional (espacio y tiempo), no permite examinar las forzantes con todo el detalle requerido debido su baja resolución espacial y temporal; 2- las mediciones (radiosondeos, y en superficie) in situ, a pesar de ser de alta resolución temporal, son puntuales y no nos permiten tener un cuadro tridimensional completo de la atmósfera en la región de estudio.

Una herramienta empleada frecuentemente para este análisis es utilizar modelos numéricos de la atmósfera con alta resolución espacial (20-50km) y temporal (1 hora) para producir los campos meteorológicos en el área de estudio, de modo que sea posible hacer diagnósticos de balance para evaluar los mecanismos forzantes relevantes para la generación, evolución y decaimiento de ciclones tropicales.

Por lo tanto se utilizó el modelo de mesoescala MM5 para simular los huracanes y, partiendo de los campos meteorológicos generados con frecuencia horario aunadas a los resultados ya obtenidos, se examina las hipótesis y condiciones previas y durante el desarrollo de la ciclogénesis.

El énfasis se hará especialmente en el período que comprende el desarrollo de las condiciones atmosféricas propicias hasta la formación de centros de baja presión que originan los vórtices. Se presentan a continuación los aspectos más importantes de las teorías para la formación de huracanes.

4.2.1 SOBRE LAS HIPÓTESIS Y MODELOS DE FORMACIÓN DE HURACANES

Como se mencionó, el proceso exacto que permita describir la génesis de los huracanes es aún incierto, si bien se tiene conocimiento de diversos factores los cuales aparentemente son determinantes para su formación, no siempre la presencia de estos resulta en el desarrollo de vórtices en superficie.

Existen diversas hipótesis que intentan asociar el estado de la atmósfera que antecede a la aparición del vórtice con la ciclogénesis. Sin embargo, las teorías que han intentado explicar el proceso de génesis abordando aspectos termodinámicos, dinámicos o ambos, aún no permiten construir modelos que reproduzcan el fenómeno de manera satisfactoria.

Por ejemplo, aquellos modelos propuestos que contemplaban únicamente interacción entre variables locales, considerando únicamente un aumento en temperatura potencial, por ejemplo, (haciendo grandes simplificaciones en algunos casos) y prescindiendo de forzantes externos, consiguen solo generar sistemas de cumulus así como circulaciones que no se intensifican o que lo hacen muy pobremente y no corresponden con los períodos de formación e intensificación de los ciclones tropicales.

Aquellos modelos más completos (los cuales incluyen ya intercambio océano-atmósfera), precisan de la introducción de vórtices artificiales en superficie para conseguir la intensificación de los sistemas.

Uno de los primeros trabajos en tratar de explicar la formación de vórtices en superficie fue el desarrollado por Yanai (1964), el cuál se encontraba centrado en la dinámica de la convección húmeda, es decir, suponía que en mayor medida la convección que origina los arreglos de cumulus operaba hasta conseguir la formación de los sistemas. Sin embargo los resultados que de este modelo se obtienen requieren para ajustarse a las observaciones, que las perturbaciones sobre la horizontal se desarrollen más rápidamente de lo que ocurre, por lo que la escala de tiempo no coincide con la observada para ciclones tropicales. Además los sistemas de cumulus obtenidos no se organizan como es de esperarse.

Charney & Eliassen (1964) intentan corregir este defecto proponiendo la teoría

conocida como inestabilidad condicional de segundo grado (CISK, por sus siglas en inglés). Esta propone que la escala temporal en que se desarrollan los huracanes puede reproducirse si el nivel de convección presente ocurre en proporción al movimiento ascendente inducido por la acción de la fricción del viento en superficie. Además supone que estos vientos situados dentro de la capa límite son convergentes, por lo que la interacción producto de estos generaría un vórtice en superficie.

Sin embargo esta idea si bien consigue explicar la formación de sistemas de cumulus, genera circulaciones de muy larga escala las cuales tampoco consiguen intensificarse, por lo que tampoco resulta una buena aproximación al fenómeno en cuestión. Entonces, los vientos convergentes no consiguen generar la circulación tan rápido ni tan intensa.

Uno de los elementos que la teoría CISK no considera es la importancia que poseen los flujos de calor procedentes del océano, los cuales ya habían sido reconocidos anteriormente por Kleinschmidt & Riehl (1954) como la principal fuente de energía de los huracanes, y que reside justamente en la energía que fluye del océano hacia la atmósfera.

Encontramos por otro lado las simulaciones realizadas por Rotunno y Emanuel (1987), que integran un modelo considerando al huracán como una máquina térmica (Anexo 5), modelada como un ciclo de Carnot. Este permite generar la convección de cumulus comenzando por suponer una atmósfera inestable. Sin embargo es preciso considerar en las simulaciones, que la amplificación del sistema es resultado de una inestabilidad de amplitud finita (sin que ellos especifiquen exactamente su naturaleza). El modelo incluye entonces la introducción de vórtices artificiales, con los que se obtienen salidas que poseen tanto estructura como amplitud comparables con los huracanes observados.

4.2.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE HURACANES

Hipótesis I

La campaña TEXMEX (1996) tuvo como objetivos una serie de experimentos realizados durante 1991 sobre el Pacífico mexicano, ya que esta región presenta mayor número de génesis de huracanes por unidad de área que cualquier otra a nivel mundial, hecho que resulta ideal para la investigación en este tema. El objetivo central de la campaña, fue examinar la hipótesis acerca de la formación de huracanes relacionada con la temperatura potencial equivalente. Esta, propuesta por Bister y Emanuel (1996), sostiene que un aumento en la troposfera media de la temperatura potencial equivalente es condición necesaria y suficiente para ciclogénesis tropical. Este aumento está asociado a corrientes ascendentes convectivas que transportan vapor de agua desde la baja troposfera hacia la troposfera media, dando como resultado la transformación termodinámica de la atmósfera.

Hipótesis II

Gray (1998), por otro lado, argumenta que dentro de las condiciones de gran escala que favorecen la ciclogénesis, se encuentra una baja cizalla vertical del viento horizontal en presencia de un vórtice o perturbación en superficie. Este hecho resulta entonces, esencial para el desarrollo de un ciclón tropical.

Hipótesis III

Farfán y Zehnder (1997) plantean que el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala resulta favorable en esta zona en caso de tener la presencia de una onda del este (onda tropical) propagándose sobre el Pacífico este procedente del mar Caribe. Entonces la interacción de la onda tropical con la topografía de Centroamérica genera una circulación ciclónica del lado de pacífico que asociada con la inestabilidad vertical de la atmósfera y la alta humedad cerca de la superficie favoreciendo la intensificación del vórtice en superficie.

Hipótesis IV

Molinari et al. (1997), notan en el caso del huracán Danny en 1985, que la intensificación puede asociarse con la proximidad de vorticidad potencial positiva en

la alta troposfera, permitiendo el crecimiento de los pequeños movimientos verticales asociados con este tipo de anomalías.

Hipótesis V

Rotunno y Emanuel (1987) sugieren que existen disturbios que anteceden el desarrollo de corrientes convectivas, las cuales transportan aire con alta temperatura potencial equivalente (θ_e) desde la superficie hacia la capa de mezcla incrementando en el proceso la convección. Entonces para que exista un proceso de ciclogénesis es necesaria la presencia de dichas corrientes convectivas, en principio esto debe ocurrir a través de un incremento en la temperatura potencial equivalente en la troposfera media, un incremento en la humedad relativa y en ocasiones un incremento de la velocidad de superficie del viento de modo tal que el flujo resultante (total) mantiene constante la temperatura potencial equivalente en la capa límite.

Hipótesis VI

Bister y Emanuel (1996), notan que la presencia de un mesociclón en la troposfera media durante la fase temprana de formación del huracán, en ocasiones situado sobre la región de precipitación, evoluciona en los días subsecuentes desplazándose hacia la baja troposfera dentro del aire frío asociado con el ciclón de mesoescala y se desarrolla un nuevo ciclón alcanzando estructura definida y núcleo caliente ya en la superficie para finalmente derivar en huracán durante el día siguiente.

Las hipótesis centrales así como las variables atmosféricas asociadas se sintetizan en la tabla I.

Tabla 1. Hipótesis centrales para la formación de huracanes.

<p><i>Hipótesis I</i> Bister y Emanuel (Campaña TEXMEX) (1996).</p>	<p>El aumento en la troposfera media de la temperatura potencial equivalente como condición necesaria y suficiente para ciclogénesis tropical.</p>
<p><i>Hipótesis II</i> Gray (1998).</p>	<p>Baja cizalla vertical del viento horizontal en presencia de un vórtice o perturbación en superficie.</p>
<p><i>Hipótesis III</i> Farfán y Zehnder (1997).</p>	<p>Presencia de una onda del este propagándose sobre el este del pacífico procedente del mar caribe.</p>
<p><i>Hipótesis IV</i> Molinari et al. (1997).</p>	<p>Intensificación asociada con la proximidad de vorticidad potencial en la alta troposfera.</p>
<p><i>Hipótesis V</i> Rotunno y Emanuel (1987).</p>	<p>Presencia de corrientes convectivas que transportan aire de baja temperatura potencial equivalente (θ_e) hacia la capa de mezcla.</p>
<p><i>Hipótesis VI</i> Bister y Emanuel (1996).</p>	<p>Advección de vorticidad de un mesociclón en la troposfera media hacia la superficie</p>

Tomando como base el análisis las hipótesis mencionadas arriba, es examinado el desarrollo de los huracanes Adolfo y Dalila durante los experimentos ECAC 1 y 2.

4.3 ANÁLISIS DE LAS HIPÓTESIS DE FORMACIÓN EN LOS HURACANES ADOLFO Y DALILA

Hipótesis I

Para analizar la hipótesis planteada por Bister y Emanuel (1996), según la cual un aumento en la troposfera media de la temperatura potencial equivalente es condición necesaria y suficiente para ciclogénesis tropical, se utilizaron las simulaciones del modelo MM5 para los huracanes.

Los experimentos de Bister y Emanuel realizados durante la campaña TEXMEX estuvieron orientados a recabar datos de alta resolución con el fin de probar esta hipótesis alimentando el modelo termodinámico de huracanes propuesto por el segundo autor.

Los perfiles verticales medios sobre la alberca caliente del Pacífico mexicano muestra muy poca variación antes, durante y después de la formación y desarrollo de los ciclones tropicales en toda extensión de la troposfera media (Figuras 4.3 a y b). Analizando los perfiles climáticos con datos de Reanalysis para el periodo y región (figura no mostrada) revela el mismo comportamiento, por lo tanto, uno puede inferir que niveles altos de temperatura potencial equivalente son una condición necesaria pero no suficiente dado que en el sitio donde se esperaba encontrar mayor cambio según la hipótesis planteada, no se presentan variaciones de consideración, por lo que no puede asociarse necesariamente un aumento como condición de ciclogénesis.

Temperatura potencial equivalente promedio 00z 28 con bogus.

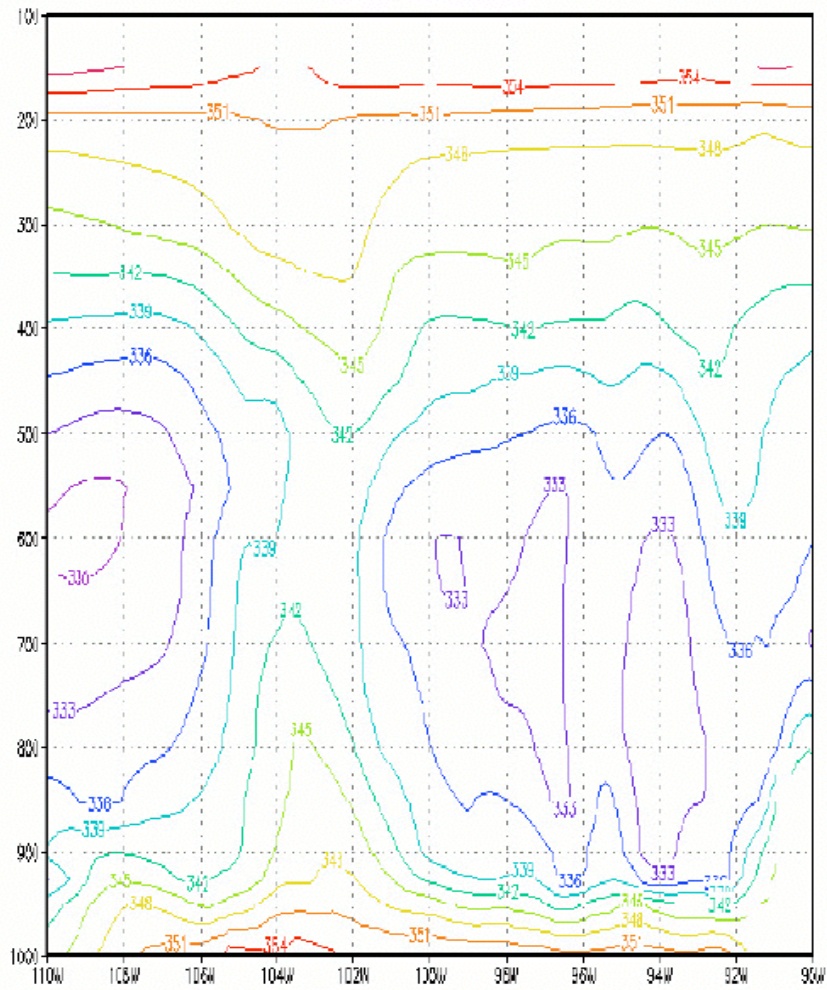


Figura 4.3-a Corte vertical zonal de la temperatura potencial equivalente promedio. (La latitud se ha fijado en la promedio del sistema para el día 28 Julio de 2001, ya implementado el bogus).

Temperatura potencial equivalente promedio 00z 29 con bogus.

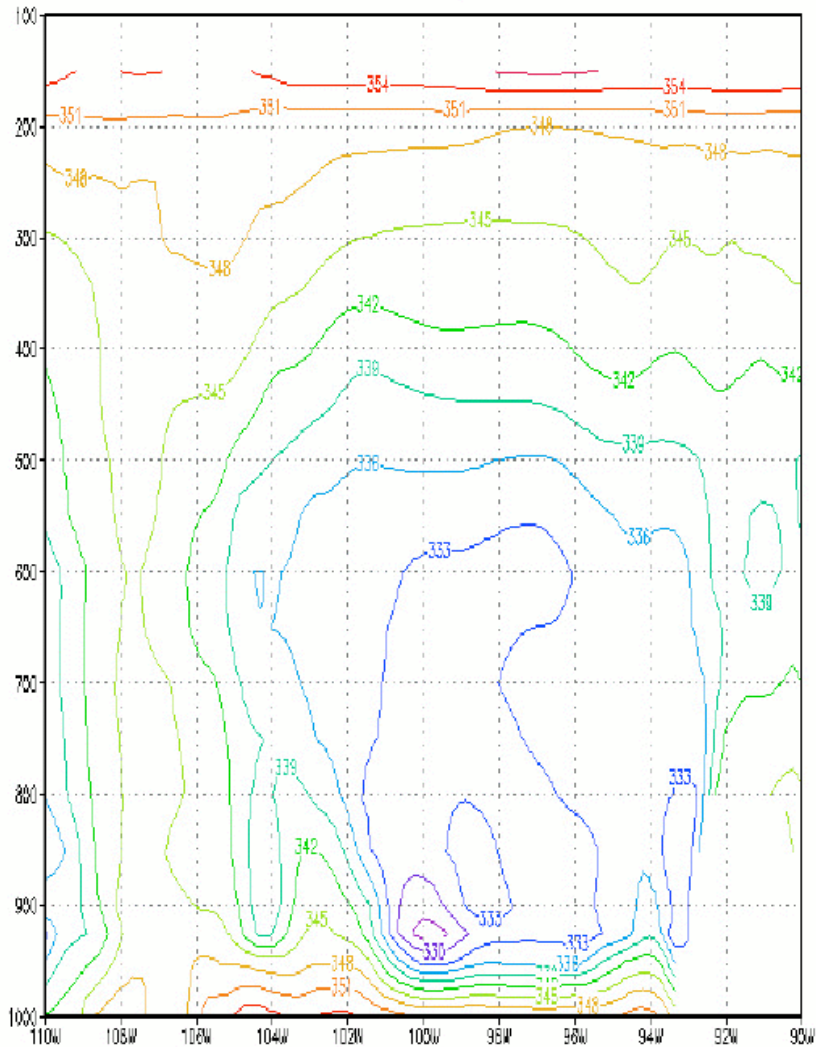


Figura 4.3-b Corte vertical zonal de temperatura potencial equivalente promedio. (La latitud se ha fijado en la promedio del huracán para el día 29 Julio de 2001, ya implementado el bogus).

Según la hipótesis de Bister y Emanuel, el aumento en la temperatura potencial equivalente (θ_e) en la altura correspondiente a la troposfera media, asociada a la presencia de corrientes convectivas que transportan vapor de agua desde la baja troposfera, la presencia de estas corrientes genera un importante intercambio termodinámico, permitiendo la entrada de calor al sistema, hecho que favorecería su intensificación. Los resultados sugieren que esto no sucede ya que las gráficas muestran que (θ_e) se mantiene aproximadamente constante durante este período. Cuando analizamos los valores para θ_e obtenidos de los radiosondeos realizados antes del paso del huracán, encontramos presencia de θ_e constante en la capa de

mezcla disminuyendo con la altura, patrón que se mantiene durante la toda campaña ECAC1. Específicamente el caso de temperatura potencial equivalente corresponde a un parámetro que, como se ha discutido, permite caracterizar la atmósfera tropical en términos de humedad y por tanto tenemos una idea de la transferencia de calor presente entre la superficie y la atmósfera baja y media, además podemos estimar con base en estas variables la posibilidad de aparición de sistemas convectivos en la zona.

En el caso de ECAC1 (el caso ECAC2 resulta análogo), podemos apreciar para la temperatura potencial, una capa límite bien definida sobre el período a una altura aproximada de 400m (Figura 4.4), posteriormente tenemos un continuo de estabilidad convectiva y finalmente un pequeño tramo de inestabilidad convectiva generado probablemente por el comienzo de la tropopausa (límite entre la troposfera y la estratosfera). Para la temperatura potencial equivalente, encontramos inicialmente inestabilidad aproximadamente hasta la misma altura que define la capa límite la temperatura potencial, a continuación se extiende un segmento de inestabilidad condicional que abarca aproximadamente desde los 400 m hasta los 5000 m típico de las atmósferas tropicales.

θ y θ_e ECAC 1

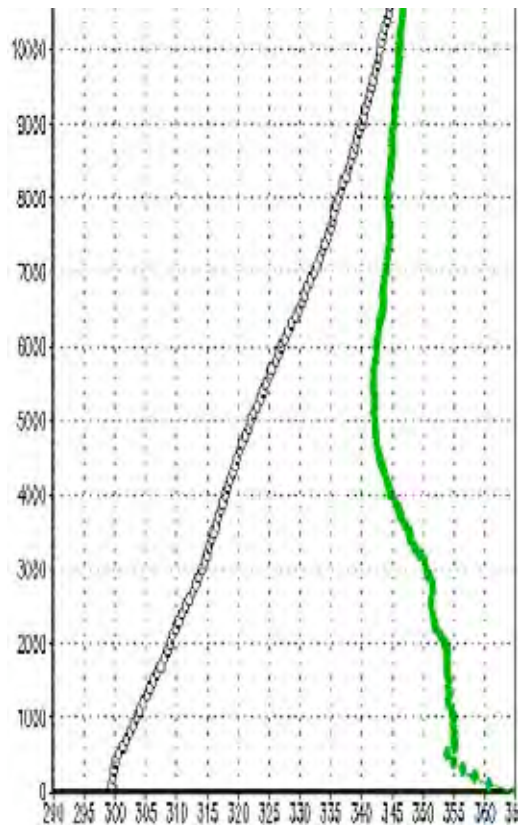


Figura 4.4 Perfiles verticales de θ (izquierda) y θ_e (derecha) obtenidos de los radiosondeos.

Generado con el promedio sobre el total de los días de la campaña ECAC1.

De las gráficas para los radiosondeos (Figura 4.4) (correspondientes al período anterior al huracán) y de las gráficas generadas con las salidas del modelo (Figuras 4.3 a y b) (correspondientes al desarrollo del huracán), resulta claro que aún cuando los niveles de θ_e en la atmósfera indican la presencia de convección, el incremento esperado como condición para la ciclogénesis no resulta evidente en el caso del huracán Adolfo, esto sugiere que si bien existe presencia de convección no puede verse como una condición suficiente para el desarrollo del sistema.

Hipótesis II

La hipótesis de Gray (1998), se refiere a las condiciones de gran escala que favorecen la ciclogénesis. Gray argumenta que un vórtice en superficie puede desarrollarse si se encuentra una baja cizalla vertical (variación con la altura) del viento en la zona durante el período de formación del huracán. Dentro de las variables atmosféricas registradas durante las campañas ECAC (dos veces al día),

se tienen los perfiles verticales de vientos obtenidos vía radiosondeos. Esto nos permite examina la serie temporal de los perfiles de la velocidad horizontal del viento durante las campañas oceanográficas. Estas abarcan precisamente los periodos de formación de los huracanes. En el caso de Adolfo la serie comprende desde el momento en que se encontraba como depresión tropical hasta que alcanza la categoría de tormenta tropical (Figura 4.5). En el caso de Dalila los registros abarcan del sistema formado como convección organizada hasta alcanzar la categoría depresión tropical (Figura 4.6). Graficamos la magnitud del vector de viento para las series temporales de las radiosondas durante el período completo para cada campaña desde superficie hasta 10,000m utilizando GrADS (Figuras 4.5 y 6); Cuando la cizalla vertical es débil ($<10\text{m/s}$ por debajo de 4km); Se produce formación de tormentas de células de convección aisladas las cuales tienen un tiempo de vida de aproximadamente 30min. Cuando la cizalla vertical es del orden de 10 a 20m/s por debajo de 4km, ocurren tormentas de varias células, las cuales a pesar de tener una vida individual de alrededor de 30 min., en conjunto la tormenta puede tener una vida del orden de horas (Holton 1992). En los casos estudiados el orden de los vientos se ajusta al segundo caso.

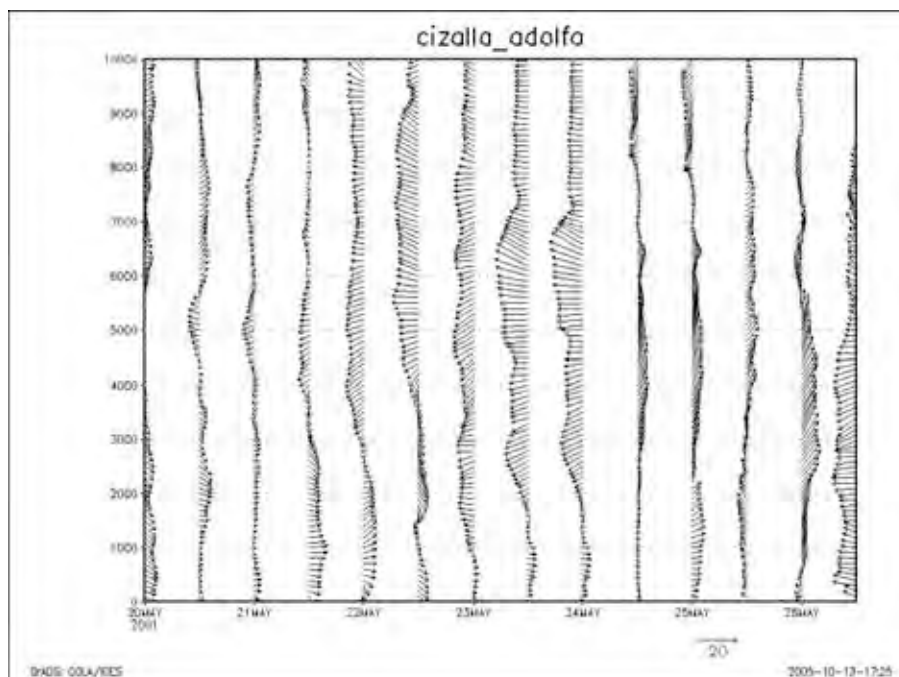


Figura 4.5 Serie temporal que muestra la magnitud del viento respecto a la altura (m) correspondiente a la campaña ECAC1 (los datos fueron capturados con radiosondas).

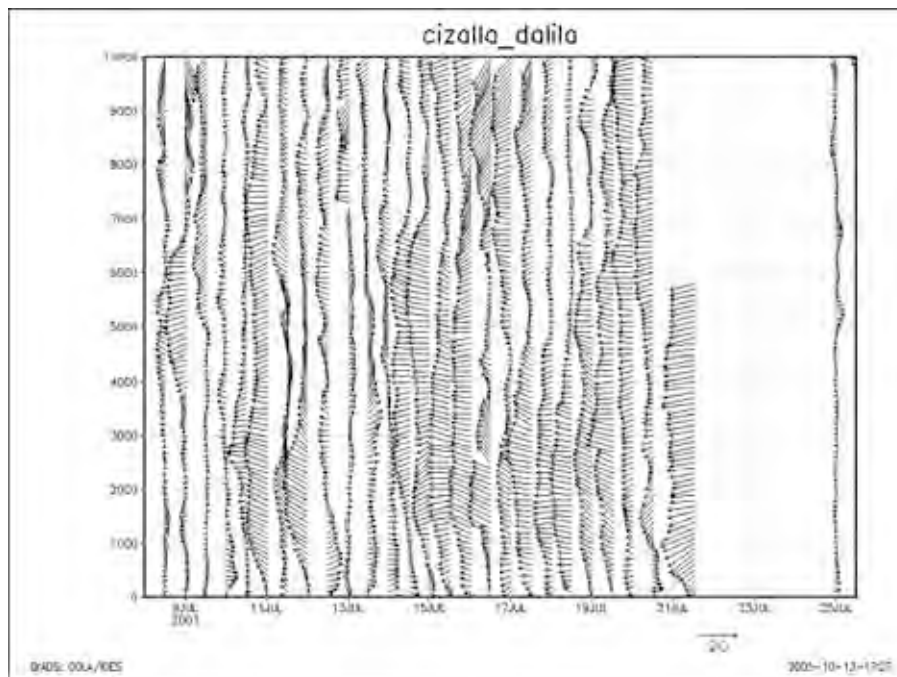


Figura 4.6 Serie temporal que muestra la magnitud del viento respecto a la altura (m) correspondiente a la campaña ECAC2 (los datos fueron capturados con radiosondas).

Hipótesis III

Como mencionamos, las observaciones muestran que aún cuando las condiciones atmosféricas locales que favorecen la ciclogénesis se encuentran dadas, esta no se presenta espontáneamente. Sobre este punto diversas teorías sostienen que para que esta se presente es necesaria una perturbación externa de amplitud finita, la cual se asocia en ocasiones a presencia de vientos convergentes provenientes de distintas direcciones en algunos casos y a ondas del este para esta región del pacífico.

La hipótesis de Farfán y Zehnder (1997) plantea justamente que el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala resulta favorable en el Pacífico mexicano en caso de tener la presencia de una onda del este propagándose sobre la región procedente del mar Caribe. Particularmente para los huracanes Adolfo y Dalila, fue posible identificar la presencia de ondas del este asociadas a su desarrollo partiendo de los campos de viento en superficie generados utilizando campos de vientos de reanálisis del NCEP asimilados con los datos observados durante los experimentos. Morales (2008), Combinando los datos obtenidos en las campañas ECAC con los Reanálisis de NCEP/NCAR a través del método de correcciones sucesivas tipo

Crezcan, obtuvo campos meteorológicos que capturan las zonas donde las ondas de este parecen amplificarse (Figura 4.7) durante el período del 16 al 21 de junio en el caso del huracán Adolfo. El seguimiento sinóptico realizado por Morales de los casos analizados muestra que existe cierta inclinación SW-NE en la estructura de la onda. Al llegar al Caribe se induce intercambio de momento con la corriente de chorro. La estructura vertical de las ondas presenta un cambio al paso sobre la sierra centroamericana. La circulación resultante usando un filtro de banda baja asociada a la onda tropical muestra el desplazamiento desde el origen de la onda en la costa oeste de África, pasando por el medio Atlántico alrededor del 10 de julio, para posteriormente cruzar la parte norte de Suramérica y Centro América en los días 15, 16 y 17 julio, y entrar en la cuenca del pacífico el día 18 de julio en forma de convección organizada la cual aumento su actividad hasta generar una circulación ciclónica en superficie el 20-21 de julio (Fig. 4.7).

Evolución de la onda tropical asociada al huracán Dalila.

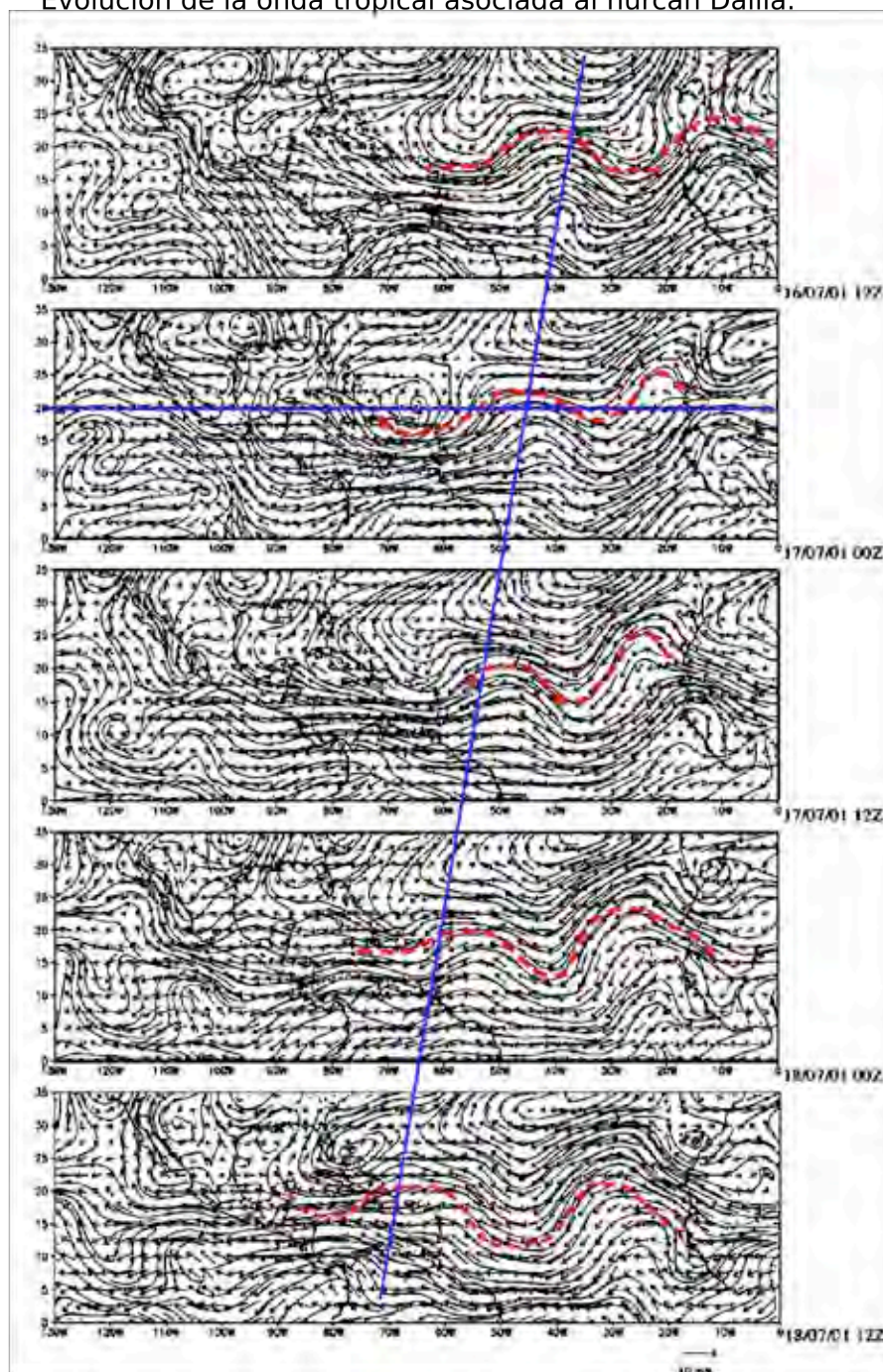


Figura 4.7 Evolución de la onda tropical asociada al huracán Dalila (Figura realizada por Rosa Morales).

Evolución de la onda tropical asociada al huracán Dalila

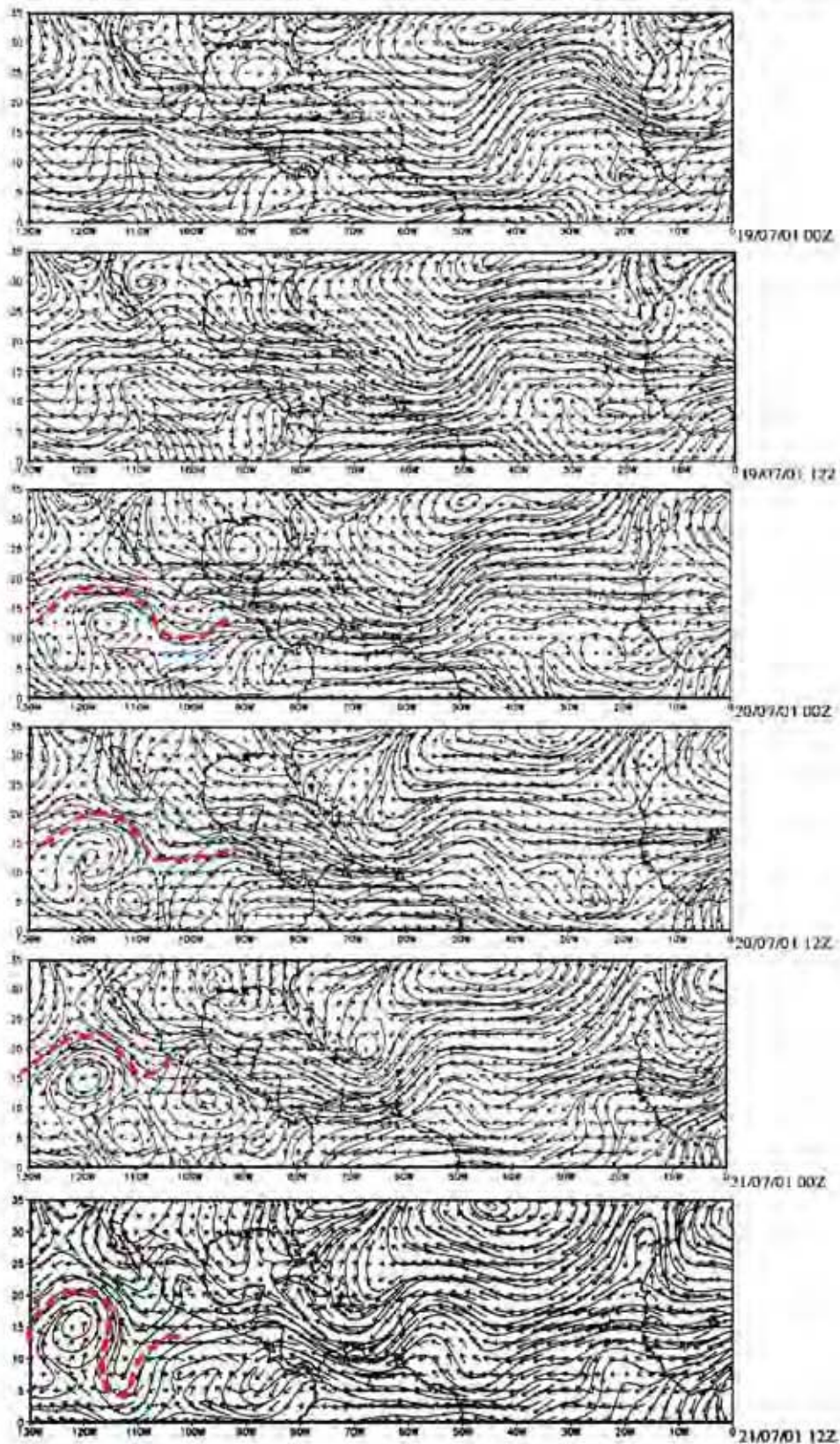


Figura 4.7 Evolución de la onda tropical asociada al huracán Dalila (Figura realizada por Rosa Morales).

Entonces la acción de las ondas resulta en la organización de los sistemas al

momento de entrar en el pacífico, interactuando con la atmósfera ya estratificada producto de las altas temperaturas en superficie. En ambos casos (el caso del huracán Adolfo resulta análogo) el análisis de los gráficos permite asociar la llegada de la onda con la organización del sistema y la formación de vórtices en superficie.

Hipótesis IV

De acuerdo con Bister y Emanuel (1996); durante la fase temprana de formación de distintos huracanes registrados en el Pacífico, se advierte la presencia de un mesociclón situado en la troposfera media, es decir una circulación ciclónica pequeña (en ocasiones sobre la región de precipitación). Este sistema evoluciona en los días subsecuentes desplazándose hacia la baja troposfera para desarrollarse una vez que alcanza la superficie como un ciclón mayor que presenta ya una estructura definida de núcleo cálido y que finalmente deriva en huracán durante el día siguiente. Bister y Emanuel (1998) plantean que esta puede ser una de las condiciones que determinen la ciclogénesis una vez que las condiciones atmosféricas en la baja troposfera son propicias. Esta debe aparecer entonces como una vorticidad positiva en los niveles medios de la troposfera y debería encontrarse acompañada por una velocidad vertical de viento negativa, para que el vórtice se desplace hacia bajos niveles.

La transformación de los sistemas convectivos de mesoescala en los huracanes Adolfo y Dalila fue registrada por radiosondeos los cuales comprenden precisamente el período anterior a la génesis, al analizar los campos de viento encontramos para la ECAC1 una anomalía de viento entre los días 23 y 24 alrededor de 6500m (Figura 4.8), marcada por la zona sombreada. En el caso de la ECAC2 los radiosondeos no abarcan el período necesario.

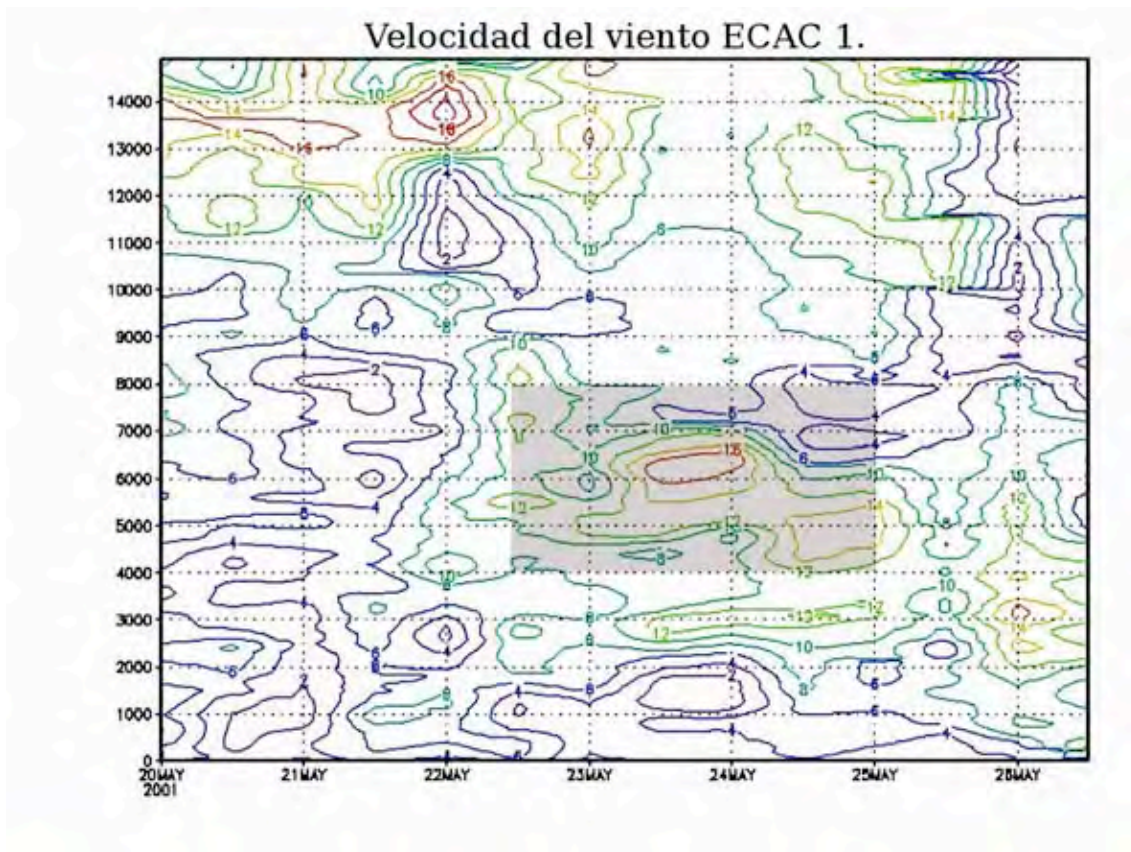
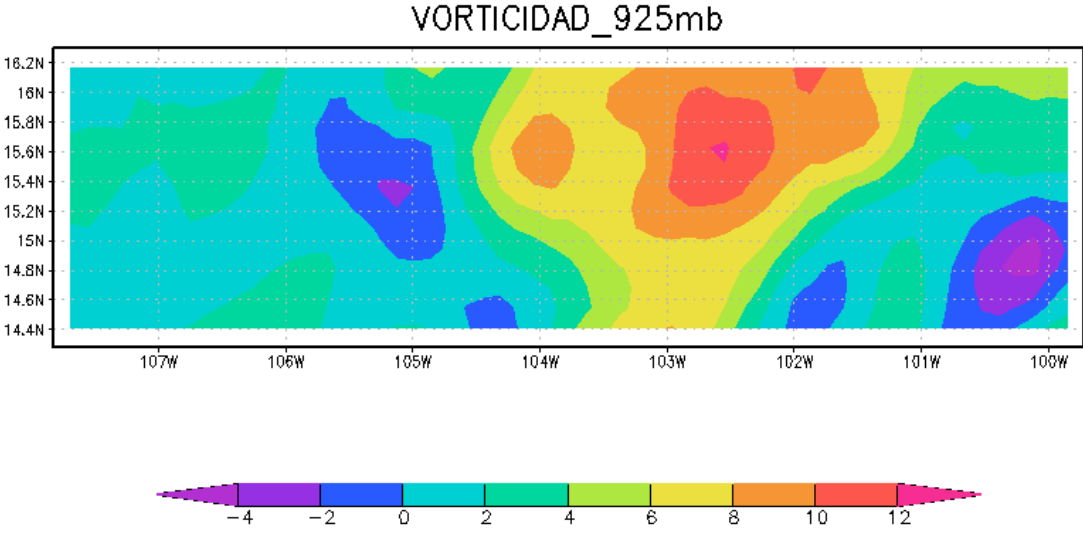


Figura 4.8 Viento u, período comprendido por la ECAC1, durante el cual ocurrió el huracán Adolfo.

Una vez identificada la anomalía, analizamos el mismo período por medio de cortes transversales del área partiendo de las salidas obtenidas del modelo MM5, para la vorticidad. Es de esperarse una vorticidad positiva aproximadamente en 625mb, apareciendo alrededor de 24 horas antes de la formación del ciclón, vorticidad menor en superficie, y una velocidad vertical de viento negativa, para que la anomalía observada efectivamente corresponda a un mesociclón que en días posteriores pueda encontrarse a nivel de superficie.

Los niveles de los cortes se ubicaron en 625 y 925 mb, para revisar la vorticidad en la troposfera media y verificar si esta no es consecuencia de un vórtice ya formado. En las salidas del modelo realizadas con boguss, este se integró en el tiempo en que el sistema alcanza la categoría de huracán, por lo que el vórtice artificial no altera el campo para el tiempo considerado. En ambos casos las imágenes muestran efectivamente una vorticidad positiva en el nivel de 625mb, sin embargo esta aparece acompañada de vorticidad en superficie, por lo que este análisis no permite concluir la presencia de un mesociclón de las características mencionadas.

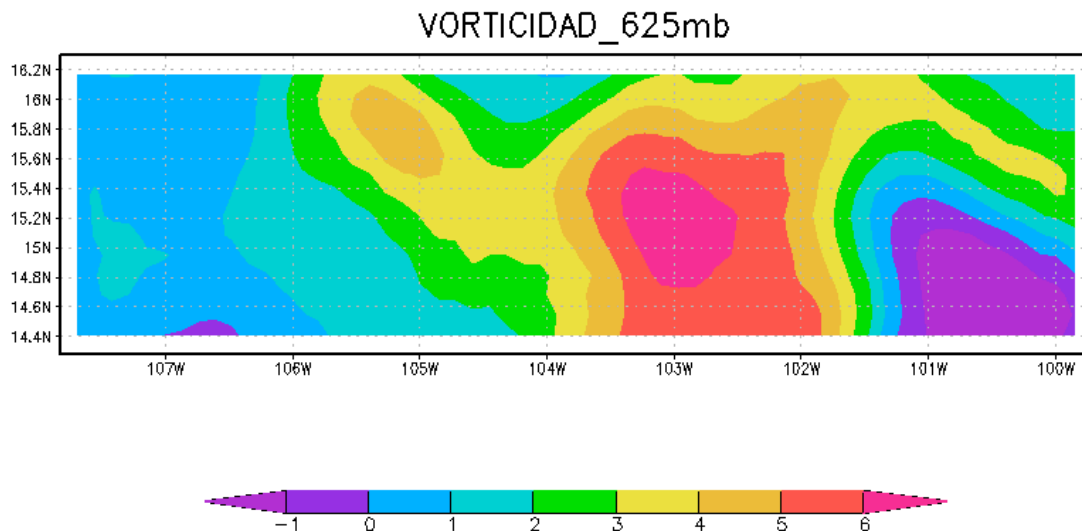
Las imágenes de vorticidad para el ECAC2 (Figuras 4.9 y 10) corresponden al día 23 de julio, 24 horas antes de que Dalila alcanzara la categoría de huracán, las imágenes de la ECAC1 (no mostradas) presentan un comportamiento similar.



GRADS: COLA/IGES

2009-06-19-21:50

Figura 4.9 Vorticidad (925mb) para el día 23 de julio comprendido dentro de la ECAC2. El área de interés se ubica alrededor de 15.6 norte y 102.5 oeste.



GrADS: COLA/IGES

2009-06-19-21:51

Figura 4.10 Vorticidad (625mb) para el día 23 de julio comprendido dentro de la ECAC2. El área de interés se ubica alrededor de 15.2 norte y 103 oeste.

Con el fin de analizar el papel que juega la presencia de vorticidad en la ciclogénesis, Emanuel realiza tres experimentos incluyendo la presencia del vórtice en troposfera (3.1km) en dos de ellos y modificando el nivel de humedad relativa para cada caso. Obteniendo la mejor simulación con niveles altos de humedad relativa hasta una altura de 150km aunada a la incorporación del vórtice, sin embargo cuando considera una columna con bajos niveles de humedad, el sistema no consigue intensificar por lo que la presencia de esta parece ser esencial para el desarrollo de los ciclones. Del mismo modo la incorporación del vórtice en nivel de troposfera media (con una menor humedad) produce un retraso aproximado de dos días para que el sistema intensifique. En el experimento donde no se incorpora el vórtice se utiliza una humedad relativa del 100% en un cilindro de 68km de radio que comprende una altura de 2.5 a 12.5km. En este Emanuel reporta la organización del sistema consiguiendo además una intensificación dentro de horas.

Para los las campañas ECAC, en ambos casos estudiados encontramos presencia alta de humedad relativa en la troposfera, la cual permanece constante durante

ambos periodos. Sin embargo esta condición no solo antecede el proceso de ciclogénesis sino que se presenta aproximadamente durante la temporada de huracanes, y aunque en ambos casos se encuentra vorticidad en niveles medios, esta es mayor superficie además de mostrar más organización. Por tanto, con estos elementos no es posible confirmar la hipótesis planteada.

La tabla II sintetiza la evaluación de las hipótesis consideradas para cada huracán.

Tabla II Hipótesis evaluadas en los huracanes Adolfo y Dalila.

Hipótesis	Huracán Adolfo	Huracán Dalila
Presencia de ondas del este	Ubicada el 24 de Mayo aproximadamente en 105W, 12N.	Ubicada el 15 de Julio aproximadamente en 80W, 12N.
Incremento de la temperatura potencial equivalente en la troposfera media	Mantiene un valor promedio alto de 337K.	Mantiene un valor promedio alto de 340K.
Baja cizalla vertical de viento	La cizalla vertical promedio es de 4 s^{-1}	La cizalla vertical promedio es de 3 s^{-1}
Presencia de un mesociclón en la troposfera media	No puede concluirse, debido a que los resultados no sugieren presencia.	No puede concluirse, debido a que los resultados no sugieren presencia

4.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las hipótesis revisadas corresponden a las variables atmosféricas que determinan la actividad de ciclogénesis. Es difícil conocer con precisión el grado de importancia así como el mecanismo exacto de cada una, estas representan en conjunto condiciones suficientes para el desarrollo de un huracán, y de modo individual solo condiciones necesarias. La dificultad radica precisamente en que el huracán no es producto de la acción de una sola, ni tampoco depende de estas de manera lineal,

sino de su presencia en conjunto y, aunque en casos particulares, como es la temperatura del mar para la cual el umbral de ciclogénesis se encuentra bien establecido en 26° C, en otros, como el caso del vórtice ciclónico, resultan mucho más difíciles de evaluar con los experimentos que hasta hoy se han realizado. Podemos decir entonces que una atmósfera propicia para el desarrollo de huracanes debe incluir un determinado arreglo de éstas variables para que llegue a desarrollarse un ciclón. Nuestro interés principal sería entonces caracterizar los posibles arreglos y la forma como ocurren.

Ciertamente en los casos estudiados las hipótesis que se encuentran involucradas en el proceso de génesis de los huracanes, permite caracterizarlas como una condición presente, y como discutimos, en algunos casos necesaria, aunque como también se mencionó resulta difícil ponderar su importancia, ya que pueden ser compensadas entre ellas. Por ejemplo, retomando el caso de la perturbación que da origen al vórtice en superficie la cual puede estar relacionada con la presencia de un mesociclón, podría ocurrir que este no se presente tan intenso, y a pesar de esto la presencia de corrientes convectivas de mayor intensidad podrían igualmente lugar al desarrollo del vórtice. De cualquier modo, es importante caracterizar cada una de las variables con objeto de establecer posteriormente “arreglos” que favorecen la ciclogénesis. A continuación se presenta un análisis de la estructura vertical, y condiciones de las variables durante el período de génesis, y se propone después un modelo conceptual de ciclogénesis tropical.

4.4.1 ESTRUCTURA VERTICAL Y CONDICIONES QUE PRECIDIERON LA GÉNESIS EN LOS CASOS ESTUDIADOS.

- 1) La presencia de ondas del este, en ambos casos procedentes del mar caribe, permiten la organización de la convección presente en sistemas con estructura definida, los cuales continúan desarrollándose hasta formar las tormentas tropicales. La organización se produce justamente en el momento en que la onda alcanza la cuenca del Pacífico, sitio donde se encuentra la alberca de agua caliente por lo que los niveles de convección presentes en el lugar son altos, de este modo la onda del este funciona como perturbación

que inicia la organización de la convección del sistema de mesoescala.

- 2) En lo que respecta a la temperatura potencial equivalente en la troposfera media, encontramos que, aún y cuando en el caso de los huracanes Adolfo y Dalila no presentó variaciones significativas durante el período de ciclogénesis, su valor se mantiene alto no solo durante este período, sino también durante el desarrollo de los huracanes, lo que indica la presencia de una constante actividad convectiva en la zona. Esta representa, entonces, una condición necesaria no solo para la ciclogénesis sino también para el desarrollo del huracán ya que durante el tiempo de desarrollo la energía que entra al sistema lo hace por medio de convección. El hecho de que la convección se mantenga constante puede entenderse como consecuencia de la temperatura en superficie, la cual también se observa aproximadamente constante durante todo el proceso.
- 3) Una vez que las condiciones atmosféricas relacionadas con la temperatura en superficie del mar favorecen la formación de una alta columna de aire húmedo en la atmósfera, la baja cizalla vertical de viento permiten que esta mantenga su estructura. Esta columna de aire húmedo es un factor indispensable para la formación de los ciclones tropicales. En los casos estudiados esta representa una de las condiciones que puede apreciarse más claramente, sin embargo, tampoco es condición suficiente para la ciclogénesis.
- 4) La presencia de un mesociclón en la troposfera media que se desplaza posteriormente hacia la baja troposfera, contribuye a la perturbación de la superficie, permitiendo que el vórtice se desarrolle. Si bien con los experimentos realizados no es posible determinar la presencia de un mesociclón de tales características, las Figuras 4.9 y 10 muestran vorticidad positiva en distintos niveles durante el período de génesis.

Estas hipótesis (de carácter termodinámico y dinámico), es posible reunir las en un modelo conceptual de ciclogénesis que permite caracterizar el estado de la

atmósfera durante el período que antecede la formación del vórtice. El desarrollo y la mecánica del sistema una vez formado este, es reproducido de modo más preciso por los modelos numéricos como el MM5, una vez que se ha integrado un vórtice artificial de las condiciones mencionadas en el capítulo 2.

4.4.2 MODELO CONCEPTUAL DE CICLOGÉNESIS TROPICAL

Las limitaciones que aún presentan los modelos actuales, sugieren que si bien en la atmósfera donde se desarrolla la ciclogénesis se tiene presencia de cada una de las hipótesis observadas, el proceso es resultado de la interacción de un conjunto de estas y no la acción independiente de algunas, por tanto considerar un modelo de génesis que incluya un arreglo de estas variables puede permitir una descripción más precisa del fenómeno.

Como se discutió, los modelos de ciclogénesis elaborados partiendo únicamente de algunos elementos dinámicos o termodinámicos no permiten desarrollar modelos que capturen el fenómeno en cuestión. Es esta la razón por la cual se han abordado en el presente trabajo tanto hipótesis dinámicas como termodinámicas, y el análisis de estas hipótesis durante éste, permite ver que ambas se encuentran presentes durante el proceso de génesis y el desarrollo de los huracanes. La propuesta de un modelo que contemple ambos tipos de análisis puede permitir una mejor caracterización de los procesos, especialmente del proceso de ciclogénesis. Entonces el modelo de ciclogénesis propuesto, permite caracterizar el estado de la atmósfera dando elementos para decir cuando presenta condiciones propicias para el desarrollo de huracanes basado en variables definidas, las cuales pueden monitorearse con el fin de efectuar predicciones sobre la frecuencia e intensidad de los sistemas esperados. Si bien aún no se tiene cuantificación precisa para la respuesta y sensibilidad de todas las variables, estas en conjunto proporcionan una buena aproximación de la actividad que caracteriza el período de formación de ciclones tropicales. Las variables involucradas son las siguientes:

- 1) Ondas del este.
- 2) Presencia de un mesociclón en la troposfera media (vorticidad positiva).
- 3) Actividad convectiva (alta de temperatura potencial equivalente en la

troposfera).

4) Baja cizalla vertical del viento.

Las Figuras 4.11-a y b muestran gráficamente el modelo conceptual, y la acción de las variables involucradas.

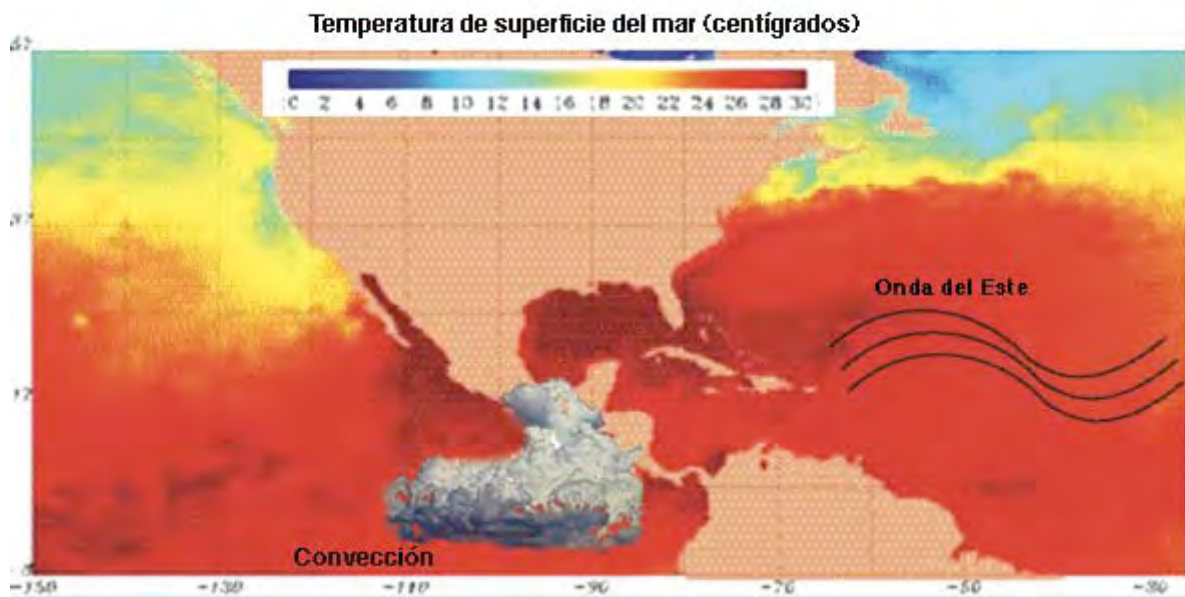


Figura 4.11-a Modelo conceptual de ciclogénesis tropical, la imagen muestra la onda del este involucrada y la región de convección. La estructura vertical de esta región se muestra en la Figura 4.11-b.



Figura 4.11-b Modelo conceptual de ciclogénesis tropical, estructura vertical de la región de génesis.

La Figura muestra vorticidad positiva en la troposfera media, la cual se encuentra también en superficie, la convección presente, un perfil de baja cizalla vertical, y temperatura en superficie > 26°C.

REFERENCIAS

Anthes and Warner, 1978 R.A. Anthes and T.T. Warner, Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies, *Monthly Weather Review* **106** (1978), pp. 1045–1078.

Bister, M., and K.A Emanuel, 1997: The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2662-2682.

Emanuel, K.A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-604.

Emanuel, K. A., 1989: The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3431–3456.

Emanuel, K.A., and M. Bister, 1996: Moist convective velocity and buoyancy scales. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2276-3285.

Emanuel, K.A., "Increasing Destructiveness of Tropical Cyclones over the past 30 years (Adobe PDF), *Nature*, 436, 686-688, 4 August 2005.

Farfan, L. M., and J. A. Zehnder, 1997: Orographic influence on the synoptic-scale circulation associated with the genesis of Hurricane Guillermo (1991)

Gray, W. M., 1998: Environmental influences on tropical cyclones. *Aust. Meteor. Mag.*, 36, 127-139.

Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull.*

Amer. Meteor. Soc., **77**, 437–471.

Kleinschmidt E., 1951: Grundlagen einer theorie der tropischen zyklonen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol, **A4**, 53–72.

Magaña, V., J. A. Amador, and S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. J. Climate, **12**, 1577–1588.

Molinari et al, 1995: Potential Vorticity Analysis of Tropical Cyclone Intensification John Molinari, Steven Skubis, David Vollaro, Frank Alsheimer, and Hugh E. Willoughby Journal of the Atmospheric Sciences Volume 55, Issue 16(August 1998) pp. 2632–2644

Morales R. E., 2008: Ondas del Este sobre las albercas de agua caliente de las Américas. Tesis de maestría en ciencias de la tierra (física de la atmósfera). UNAM. México.

Rotunno R., and K. A. Emanuel, 1987: An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. J.Atmos. Sci, **44**, 542–561.

Webster, P.J., G.J. Holland, J.A. Curry, and H.-R. Chang, "Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment", Science, 309, 1844,1846, 16 September 2005.

BIBLIOGRAFÍA

Holton James. An Introduction to Dynamic Meteorology. International Geophysics Series Vol.48, 1992, Third edition, 511 pages.

Tsonis Anastasios A. An introduction to Atmospheric Thermodynamics. Cambridge University Press 2002, 170pages.

SITIOS DE INTERNET

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>

<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>

<http://www.iges.org/grads/>

<http://www.ncar.ucar.edu/>

<http://www.nhc.noaa.gov/index.shtml>

<http://www.cdc.noaa.gov>

<http://poet.jpl.nasa.gov> (QuikSCAT)

ANEXO 1

El hecho de que los huracanes sean un fenómeno observado únicamente sobre los océanos tropicales del planeta (salvo raras excepciones), sugiere que existe una dinámica particular dentro de la atmósfera y océanos tropicales que en conjunto permite este fenómeno, y en efecto así parece ser. Dentro de las siguientes líneas pasamos una breve revista a la dinámica atmosférica tropical, ya que emplearemos más adelante distintas de estas variables con objeto de caracterizar lo que denominaremos un “arreglo de variables atmosféricas favorable” para la ciclogénesis tropical.

LA ATMÓSFERA TROPICAL

Los trópicos reciben la mayor parte de la radiación solar que incide sobre el planeta, en otras palabras, podemos asegurar que son estos la entrada principal de energía a la atmósfera terrestre.

El movimiento en la atmósfera y en los océanos depende del suministro de energía y de la forma como esta es regulada. Como mencionamos, el sol es la principal fuente de energía para el planeta y por tanto para la conducción de los movimientos atmosféricos. El clima en el planeta es también regulado por la presencia de la atmósfera, la cual, por el llamado efecto invernadero refleja nuevamente hacia la superficie una parte de la radiación que ya había sido reflejada por esta. Este factor de radiación junto con la radiación solar incidente constituyen una radiación neta sobre la superficie, la cual esta dada por el balance entre la energía radiativa suministrada por el sol y la energía reflejada nuevamente por la atmósfera hacia la tierra, considerando también la fracción de energía que se pierde en el sistema tierra-atmósfera.

La distribución de radiación neta en la superficie terrestre es positiva en latitudes comprendidas entre los 40 grados norte y los 40 grados sur, y negativa viajando desde dichas latitudes hacia los polos. Entonces las latitudes tropicales pueden considerarse como la fuente de energía de la maquina térmica terrestre (Malkus 1962). La diferencia de calor resultante y los consecuentes gradientes superficiales

de presión horizontales, con alta presión (aire frío y seco) en latitudes altas y de baja presión (aire húmedo y caliente) en los trópicos son los responsables de colocar a la atmósfera y a los océanos en movimiento.

Esta distribución de la radiación solar es debida a que aunque la atmósfera terrestre es altamente transparente a la radiación solar, absorbiendo menos del 20% del haz incidente. Alrededor del 30% del flujo solar se pierde por reflexión y dispersión, procesos que ocurren en la atmósfera y en la superficie y aproximadamente 50% de la radiación solar (ó 70% de la energía solar “utilizable”) se absorbe en la superficie. Esta energía radiativa absorbida debe retornar a la atmósfera (la cual se encuentra obvio en contacto con la superficie), elevándose así en la columna atmosférica y transportándose meridionalmente hacia latitudes superiores.

Sin embargo existe una diferencia entre la temperatura esperada para la tierra como consecuencia de este proceso y la temperatura real observada. Los flujos en el planeta deben operar entonces de manera tal que transfieran energía para compensar la diferencia entre el inbalance radiativo esperado con el observado. Transporte de calor por la atmósfera (entre 60 y 70%) y por los océanos (30 a 40%) de tal suerte que resulta un equilibrio de temperatura superficial planetaria de aproximadamente 288 K.

Este resultado aparentemente simple, resulta un punto central para comprender el papel que desempeñan los trópicos en la atmósfera global, y la complejidad de los procesos involucrados en la conversión, transferencia, y “acción” final de la radiación solar recibida por el sistema tierra-atmósfera.

La circulación general de la atmósfera implica movimientos verticales y horizontales de gran escala, capaces de transferir calor de modo ascendente y descendente, en dirección al ecuador y hacia los polos, son estos movimientos los que proveen la solución al dilema del balance de radiación neta sobre la superficie descrito anteriormente.

Debido a la presencia de nubes, los movimientos ascendentes de gran escala son rápidamente concentrados en otros mas pequeños dando un movimiento

ascendente con cortes intermitentes. Estas concentraciones conducen a movimientos verticales que se desencadenan en la atmósfera tropical, debido a la presencia de grandes cantidades de vapor de agua situadas en la baja atmósfera. Entonces cualquier movimiento ascendente resulta en condensación, liberación de calor latente y crecimiento de elementos convectivos húmedos. El movimiento ascendente se concentra entonces en nubosidades discretas, las cuales presentan dimensiones verticales que son una fracción considerable de su extensión horizontal. Esta cantidad de masa que asciende hace necesario balancear el nivel de alimentación inferior. El flujo que sale por de la parte superior de las nubes alcanza a compensar el movimiento descendente en los alrededores que se encuentran libres de estas. Cualquier movimiento ascendente que deba ser inferido de un bajo nivel de convergencia es concentrado en núcleos de nubes convectivas, las cuales ocupan solo una pequeña fracción del área total. Encontramos por otro lado débiles movimientos descendentes ocupando los espacios que permanecen entre las nubes. Por otro lado la circulación de Hadley, muestra que el hundimiento de gran escala de la atmósfera tropical contrarresta su inestabilidad convectiva. La compresión adiabática calienta el aire, evaporando agua líquida y estabilizando la columna atmosférica.

Entonces en la atmósfera tropical, los procesos dependen de manera importante de la cantidad de vapor de agua presente en la baja atmósfera así como de los cambios de fase del agua. Esto resulta sumamente importante para el proceso de génesis de ciclones tropicales.

Podemos notar que al observar latitudes altas y secas, no se observa la presencia de gradientes horizontales de tamaño considerable. El calor latente se acumula en una delgada capa de aproximadamente 1km. La liberación de calor latente que permite la permanencia de cualquier nube convectiva o sistema ocurre de manera intermitente en tiempo y espacio.

La capa de mezcla actúa como un “capacitor” el cual se carga para posteriormente descargarse discretamente en las estrechas columnas de nubes. Este proceso se realiza en los campos de viento formando “cumulus” que cubren una fracción importante de los trópicos día y noche. En las regiones de subsidencia de la

circulación de Hadley el estado promedio es sumamente parecido al estado instantáneo predominando el “buen clima”. En las regiones de movimiento ascendente de la circulación de Hadley predomina la convección profunda intermitente.

El flujo superficial en forma de vientos en la atmósfera tropical representa una parte integral de la secuencia descrita anteriormente.

La energía disponible para la atmósfera que se encuentra en la superficie, es transportada inicialmente no hacia los polos (regiones con déficit radiativo), sino a través de las regiones con exceso de esta, las cuales corresponden a la franja tropical. Entonces el transporte vertical dentro de la atmósfera tropical húmeda se concentra rápidamente en sistemas de nubes convectivas. Estos sistemas deben viajar dentro de una atmósfera que posee una estructura vertical promedio dada.

Es importante notar el papel fundamental de la humedad en la dinámica de la atmósfera tropical, debido a esto su estructura vertical debe ser descrita en términos que consideren la cantidad de vapor de agua en esta. Para este fin puede utilizarse la temperatura potencial equivalente K_{ee} (Hess, 1959; Malkus, 1962). Esta, es la temperatura de una parcela de aire húmedo saturada después de ser sujeta a una expansión adiabática, hasta que toda la humedad se ha precipitado fuera del volumen de aire para finalmente comprimirse adiabáticamente hasta su presión inicial. Esta variable se conserva en procesos adiabáticos húmedos, por lo que es un indicador de utilidad para describir la estructura de atmósferas tropicales típicas. Además esta variable puede calcularse fácilmente partiendo de otras variables primarias que pueden ser medidas por radiosondeo.

Otra variable importante es la temperatura potencial, la cual se encuentra directamente relacionada con procesos adiabáticos en la atmósfera, esta definida como la temperatura que toma una parcela de aire cuando se comprime o expande adiabáticamente a 1000mb. Ambas variables permiten construir criterios de estabilidad en atmósferas tropicales la estabilidad condicional y convectiva.

ESTABILIDAD CONDICIONAL Y CONVECTIVA

Los conceptos de estabilidad condicional y convectiva se refieren a la variación de las temperaturas potencial equivalente y potencial respecto a la altura. Esta condición de la atmósfera resulta también importante en cuanto a su “posibilidad de generar sistemas”, Estas condiciones se expresan de la siguiente manera:

Estabilidad condicional

$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ decimos que es condicionalmente inestable

$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$ “ “ “ “ estable

$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} = 0$ “ “ “ “ neutro

Estabilidad convectiva

$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ decimos que es convectivamente inestable

$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ “ “ “ “ estable

$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ “ “ “ “ neutro

INTERACCIÓN OCÉANO-ATMÓSFERA

Analizando de modo mas cuidadoso la interfase océano-atmósfera es posible ilustrar de modo mas esquemático la dinámica del sistema. Como se ha referido la energía solar absorbida en la superficie deriva en un incremento de la temperatura de la superficie oceánica, permitiendo además que esta no decaiga. La transferencia de calor debe entonces ocurrir a través de las capas límites aire-superficie ya sea en

forma de calor latente o sensible. Estos procesos ocurren de una manera más acentuada especialmente sobre los océanos tropicales y trópicos húmedos. Bajo condiciones de estado estacionarias entre el 80 y 90% del calor se desplaza a través de esta interfase como calor latente, es decir, en forma de vapor de agua, el cual parte desde la superficie ó es emanado por la vegetación. La fracción restante se intercambia a modo de calor sensible. En el caso que corresponde a los trópicos secos ó bajo condiciones que distan de las estacionarias, tales como lo son las bandas espirales o los ojos de huracanes, la transferencia de calor sensible puede ser cercana o incluso superar al latente. Si consideramos la transferencia de calor dentro de los primeros milímetros sobre la superficie sabemos que esta transferencia se lleva a cabo por procesos básicamente moleculares, los cuales pueden pensarse de manera localizada dentro de una delgada capa. Esta difusión molecular puede ser bien descrita por la teoría clásica, sin embargo aún existen complicaciones en este análisis, ya que cuando se consideran escalas espaciales que abarcan tan solo unos pocos metros, así como cuando se consideran escalas temporales de unos cuantos minutos, la atmósfera es esencialmente turbulenta (por lo que es difícil modelarla en términos de procesos cuasi-estáticos)

Inmediatamente después de esta capa, encontramos una mezcla, la cual es generada inicialmente por procesos mecánicos debidos a la interacción del viento horizontal con la superficie. Estos procesos turbulentos ayudan a la transferencia de energía y materia. La capa que abarca aproximadamente los siguientes 100m predominan los procesos convectivos, generando mayores turbulencias que dependen precisamente de la capa de mezcla. En aquellos sitios donde la capa de mezcla penetra el nivel de condensación, se generan nubes convectivas, que transportan calor latente y sensible a través de la troposfera (que en los trópicos se extiende alrededor de 15 a 18km). Dichos procesos turbulentos en la baja atmósfera se mantienen debido a la fuerza de fricción y a las contribuciones convectivas. Debido a la cantidad de masa que es transportada dentro de las nubes, estas adquieren energía geopotencial, dadas las condiciones la precipitación libera el calor latente de condensación y fusión lo que frecuentemente ocurre lejos del sitio de evaporación. La precipitación sirve entonces como un indicador del calentamiento en los niveles altos de la troposfera. Las nubes más altas sufren un enfriamiento

radiativo, que generalmente ocurre en la base de la tropopausa. En este punto la compresión adiabática convierte nuevamente la energía geopotencial en calor sensible, parte del cual alcanza latitudes aún mayores. Este proceso permite mantener el balance de calor en el planeta.

Después de la capa de la superficie, los efectos de esta disminuyen a medida que ascendemos, hasta el punto en que su influencia resulta mínima. En el límite superior de una capa ideal, la fricción superficial o el estrés así como los flujos turbulentos se aproximan a cero. Entonces los movimientos en la capa planetaria quedan confinados aproximadamente entre 0.5 y 3km, dependiendo del flujo superficial y de la presencia de nubes (entre otros factores).

La descripción de la capa de mezcla resulta mucho más complicada a medida que la humedad aumenta, podría decirse que una capa ideal sería aquella en que el factor humedad no fuera de consideración, por tanto, resulta importante prestar más atención al caso de una atmósfera húmeda ya que los procesos estudiados en el presente trabajo ocurren en estas condiciones.

Como se ha discutido, un espacio importante en el flujo de energía hacia la atmósfera es precisamente la capa de mezcla o capa límite presente entre la superficie oceánica y la baja troposfera, se discutirá entonces con un poco más la capa de mezcla.

LA CAPA DE MEZCLA TROPICAL

Se ha referido que la capa de mezcla es aquella que abarca aproximadamente el primer kilómetro de atmósfera, por tanto constituye la primera fase en la interacción de esta con la superficie. En el caso de la capa de mezcla situada sobre superficies acuáticas, la radiación solar permite la evaporación de agua mucho más fácilmente que en sitios ubicados en áreas continentales. Este hecho proporciona una capa de mezcla que contiene una cantidad importante de vapor de agua ascendiendo. Este hecho obliga a dividir la capa de mezcla en dos partes, una con procesos convectivos secos y otra que presenta procesos convectivos húmedos. Debajo de la

franja de nubes convectivas operan básicamente procesos de convección seca, este espacio es conocido como “capa bajo nubes” (cloud under layer), la cual se encuentra confinada (en el caso de océanos tropicales) aproximadamente hasta 500m. Una capa de transición separa a esta de la capa de nubes (“cloud layer”) dicha capa es delgada y abarca cerca de 100m. La precipitación producto de nubes convectivas interacciona con la capa baja ocasionando disminución de temperatura. Bajo estas condiciones se establece un cierto equilibrio que da como resultado una capa de mezcla junto con la capa de transición donde encontramos gradientes de presión y humedad (los cuales generan una atmósfera que caracterizaremos más adelante como inestable).

La formación de nubes convectivas en la atmósfera permite una fuerte relación entre la superficie y la atmósfera profunda. Riehl y Malkus (1958) estiman que entre los 1500 y los 5000m los sistemas de cumulo-nimbus operan como “torres cálidas”, hecho que resulta importante en el balance global de calor. Al analizar en imágenes de satélite la radiación de onda larga emitida por las nubes (OLR), puede observarse una franja de nubosidad situada básicamente sobre los trópicos, lo que muestra la importancia de estas regiones.

Finalmente es importante notar que la simplificación que considera la estructura vertical de la atmósfera sobre los trópicos dividida en capa superficial, capa de mezcla y capa nubosa, es una aproximación que permite describir procesos que de otro modo resultarían mucho más complicados de entender. La presencia de movimientos horizontales así como de otras variables deben tomarse en cuenta para una descripción más completa, a pesar de esto los resultados que se obtienen, aún con la simplificación, permiten buenas aproximaciones al comportamiento observado en las regiones.

TRÓPICOS Y ZONA INTERTROPICAL DE CONVERGENCIA

Partiendo de lo expuesto anteriormente, debe notarse al analizar los procesos

atmosféricos (tanto dinámicos como termodinámicos), que el grado en el cual estos influyen los movimientos atmosféricos globales varía respecto a su latitud. Por ejemplo los efectos de la aceleración de Coriolis varían dependiendo del punto en que esta se tome.

Como se ha discutido anteriormente la fuente de energía en las regiones tropicales es el calor latente en forma de vapor de agua que ha sido evaporado de las vastas superficies oceánicas tropicales. Sobre los continentes (los cuales ocupan únicamente 20% del área tropical), la situación varía un poco, debido a la presencia de gradientes de humedad entre las regiones secas y húmedas, creándose algunas discontinuidades horizontales que poseen alguna importancia dinámica. El calentamiento radiativo y el enfriamiento de la superficie en la atmósfera nublada combinados con la liberación de calor latente generan procesos diabáticos de mayor importancia en los trópicos que en altas latitudes. En estas, donde se tiene presencia de fuertes zonas baroclínicas, la energía potencial impulsa los procesos diabáticos; si se considera una extensión suficiente, estos procesos pueden aproximarse como adiabáticos e hidrostáticos. La relación entre la atmósfera tropical y la superficie inferior en términos de calentamiento radiativo y flujos de calor latente y sensible se vuelven fundamentales, generando circulaciones organizadas que varían de lo convectivo a lo sinóptico. Esto apoya el papel de la superficie, que en este proceso genera fuerte convección durante el día y por la noche varias tormentas y algunas lluvias aisladas (en el caso de los océanos los procesos suelen ser más sutiles). Esto desencadena convergencia de bajo nivel y aparición de vorticidad, las cuales pueden generar rápidamente regiones de convección organizadas en meso-escalas (chubascos) y escalas sinópticas (ondas tropicales de huracanes). La clave en este delicado balance es precisamente la cantidad de humedad presente en la capa de mezcla tropical. Tan rápido como la divergencia de bajo nivel es reemplazada por convergencia comienza la formación de nubes convectivas las cuales se organizan dependiendo del campo de velocidad presente. La convección organizada excede rápidamente la convección local en la producción de lluvia. Típicamente, dentro de los trópicos húmedos la convección organizada (a escala sinóptica y meso-escala) produce alrededor de 80% de las lluvias anuales observadas, el porcentaje restante es producto de la convección local aislada y no organizada.

Por tanto el papel del agua en la atmósfera tropical es claro. La humedad en forma de vapor y líquido es la variable dominante en la atmósfera tropical para determinar el clima en esencialmente todas las escalas de tiempo y espacio. Por ejemplo las estaciones se distinguen en términos de humedad y no de temperatura. El verano y el invierno en lo que se refiere a latitudes medias son reemplazados por periodos húmedos y secos.

Entonces los trópicos deben ser descritos básicamente en términos de humedad y de campos de velocidad (los cuales determinan la formación de sistemas de convección organizada), y su definición puede construirse en términos de campos de movimiento de gran escala.

La zona intertropical de convergencia (ITCZ *por sigla en inglés*), representa la sección donde la vorticidad y la divergencia en la baja atmósfera cambia su tendencia para condiciones provenientes del este (y frecuentemente del oeste) terminando en los océanos tropicales, y cuyos movimientos descendentes resultan en condiciones favorables para impulsar los movimientos ascendentes en tales océanos. Generándose sistemas de meso-escala y de escala sinóptica tales como grupos de nubes y ondas tropicales, amplificados bajo condiciones de vorticidad positivas y convergencia de bajo nivel. El incremento de las nubosidades y de la precipitación en la ITCZ es precisamente producto de tales sistemas de meso-escala y sinópticos, los cuales a su vez son producto del movimiento de campos de gran escala.

SISTEMAS DE MESO-ESCALA Y ESCALA SINÓPTICA EN LOS TRÓPICOS

El enfoque que daremos a los movimientos de escala sinóptica y meso-escala, será particularmente en la forma como estos interactúan con la superficie y las capas de mezcla y de nubes. Es importante hablar de estos sistemas ya que resultan de suma importancia para el entendimiento del clima en las regiones que afectan. Por ejemplo en lo que respecta a la lluvia se encuentra que la mayoría de la precipitación tropical es producto de sistemas atmosféricos organizados (esto es estrictamente cierto en sistemas marítimos aunque disminuye en regiones donde existe un relieve pronunciado de tal forma que produce efectos orográficos de consideración). Cuando

comparamos la cantidad total de lluvia que cae en un sitio determinado con el período en que estas lluvias ocurrieron notamos que aproximadamente en 10% de los días se presenta 40% de la precipitación. Esto sugiere que la mayor parte de la lluvia (al menos 40%) ocurre en unos pocos días, en los que existe presencia de sistemas tropicales organizados, la convección desorganizada produce poca lluvia.

Las lluvias organizadas en los trópicos indican entonces el grado de organización de los campos de velocidad en escalas sinópticas y meso-escalas.

Los sistemas de meso-escala varían desde grupos de nubes convectivas hasta la formación de algunos chubascos y brisas que se desarrollan en las discontinuidades tierra-mar. Las escalas de movimiento de estos fenómenos varían temporalmente desde algunas pocas horas hasta decenas de estas y en espacio de unos 10 a 100km.

La escala sinóptica o de tormenta, incluye ondas tropicales, vórtices ecuatoriales y finalmente huracanes. El rango de movimiento propio de esta escala se desarrolla entre 1 y 10 días y espacialmente abarca de 100 a 1000km. Por último es importante notar que cada sistema puede existir sin la presencia del otro (Simpson et al. 1967), es decir, la relación entre sistemas de meso-escala y sinópticos no necesariamente es uno a uno.

ANEXO 2

HURACANES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Como mencionamos, el huracán Adolfo se caracterizó por ser un huracán de categoría cuatro, que se desarrolló a principios de la temporada oficial de huracanes (mayo-junio a septiembre-octubre), período durante el cuál normalmente se presentan huracanes de categorías menores (uno o dos). Este hecho, según algunos autores, es consecuencia del presente calentamiento global.

Para entender los posibles cambios que en este contexto podría presentar la dinámica de los ciclones tropicales, es preciso considerar el estado de las condiciones atmosféricas actuales y sus tendencias presentes. Especialmente hoy día, al plantear escenarios probables, resulta imprescindible considerar los posibles efectos del calentamiento global sobre las variaciones de los ciclos naturales. El interés en conocer tales escenarios se ha incrementado recientemente dada la intensa actividad que han presentado las últimas temporadas de huracanes y la vulnerabilidad que han adquirido diversas actividades estratégicas. Por ejemplo la temporada 2005 se caracterizó por el mayor número de sistemas formados, el huracán más intenso registrado y el mayor número de ciclones de categorías 4 y 5 ocurridos durante una estación. La temporada presentó aumentos claros tanto en frecuencia como en intensidad.

¿Corresponden estos eventos a variaciones naturales en los ciclos o pueden explicarse como consecuencias del cambio climático? Existen diversas posturas sobre este punto, inicialmente no se encontraba relación directa entre el incremento de temperatura y el aumento en la intensidad y frecuencia de los ciclones tropicales, sin embargo tampoco podían explicarse las variaciones observadas. Es mediante los modelos termodinámicos que puede establecerse una posible conexión entre ambos hechos. A través de estos se ha propuesto una relación causal que opera entre el incremento de la frecuencia e intensidad de los huracanes y el aumento de la temperatura de superficie, asumiendo para esto una aceleración del ciclo hidrológico debido a la relación no lineal de la presión de saturación del vapor y la temperatura. La idea central radica en la forma como los huracanes obtienen energía. Al considerar un huracán como una máquina térmica suponemos que este obtiene su

energía de la convección ocasionada por el calentamiento de la superficie del mar Kleinschmidt (1951). Según el modelo termodinámico un huracán puede considerarse como un ciclo de Carnot el cual opera del siguiente modo: los huracanes se forman en zonas de inestabilidad atmosférica, como son las regiones con temperatura de superficie del mar mayor a 26° C, sobre las cuales la convección origina nubes profundas que se organizan en circulación ciclónica por efecto de vientos con tal característica. Por medio de la actividad convectiva el sistema adquiere durante esta etapa energía de la superficie del mar, la cual puede suponerse a temperatura constante. En un proceso adiabático, la baja presión que se produce en el centro del sistema nuboso ocasiona que los vientos converjan llevando más vapor de agua que sirve para producir movimientos verticales intensos que transportan más vapor de agua y nubes, y con ello a una presión central más baja, y a vientos convergentes más intensos, para continuar así sucesivamente.

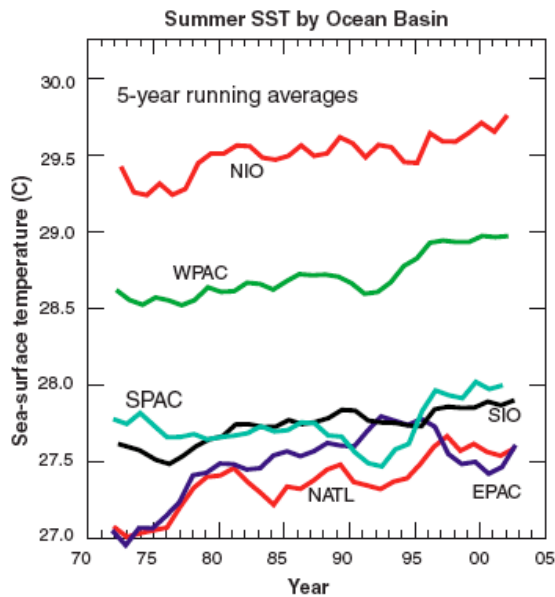
De acuerdo con esta teoría, la influencia que ejerce el cambio climático en los huracanes esta asociada a la eficiencia del modelo de huracán como máquina térmica. La fracción máxima de energía calorífica que puede ser convertida en energía mecánica por estos sistema está dada por:

$$\eta = \frac{1 - T_1}{T_2}$$

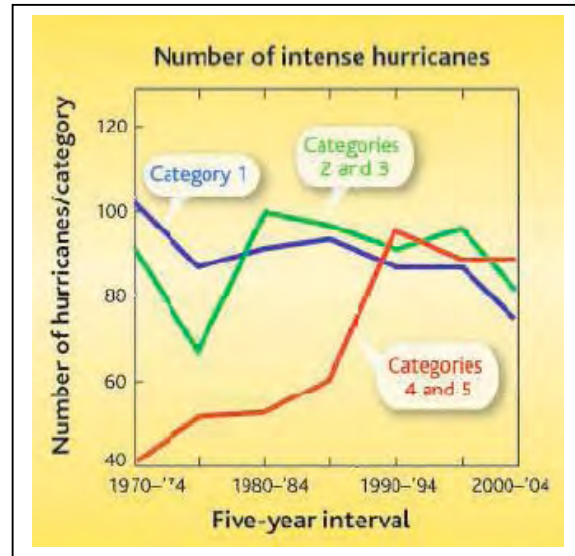
Donde η es la eficiencia T_1 la temperatura de entrada y T_2 la temperatura de salida. Por tanto, a mayor temperatura de superficie mayor eficiencia en el sistema y entonces podría suponerse mayor intensidad del huracán. Sin embargo, esta implicación no puede establecerse con tal simpleza, si bien durante la formación de huracanes como Katrina las temperaturas en el Golfo de México eran aproximadamente de unos 30° C, no necesariamente un mundo más caluroso podría presentar huracanes más intensos, también podría conducir a una atmósfera más caliente y por tanto una diferencia de temperatura menor entre esta y la superficie lo cual es factor determinante para la convección. Ésta es tan solo una de las incertidumbres presentes, las predicciones de los modelos numéricos no son

consistentes y a pesar de la evidencia del incremento en la ciclogénesis y del aumento en la temperatura de superficie, aún no es posible establecer una conexión definitiva entre ambos hechos, sin embargo, las predicciones derivadas de la teoría termodinámica resultan una buena aproximación de la actividad observada.

Otros trabajos realizados para conocer hasta que punto ha influido el aumento en la temperatura de superficie en la actividad de los ciclones tropicales incluyen las observaciones realizadas por Webster (Webster et al 2005), estas corresponden al análisis de la actividad de ciclogénesis así como a la intensidad alcanzada por los huracanes durante los últimos 35 años, el objetivo de realizar este estudio es poder establecer diferencia entre las variaciones naturales en las temporadas y el aumento que puede asociarse al incremento de la temperatura. Si bien los resultados del trabajo no consiguen mostrar un incremento diferente al que puede asociarse a los ciclos naturales ya observado en años anteriores en sistemas de categorías 1, 2 y 3, si muestran un incremento en el número y en la proporción de huracanes en alcanzar las categorías 4 y 5 especialmente durante la segunda mitad del período estudiado, este hecho representa un incremento aproximado de entre 40 y 50% en la incidencia de estas categorías, al tiempo que la temperatura de superficie del mar (sst) se ha incrementado aproximadamente 0.5° C entre 1970 y 2004 según datos de la NOAA (Figura 4.12).



a)



b)

Figura 4.12 a) Temperatura de superficie del mar y b) número de huracanes por categoría respectivamente durante el período 1970 - 2004.

Si bien los resultados obtenidos por Webster (Webster et al 2005), apoyan las predicciones realizadas por Emanuel (2005), el conjunto de ambas no proporciona material suficiente para afirmar de manera inequívoca que el calentamiento global sea la causa de las variaciones observadas o de que influya especialmente en el aumento de la actividad de ciclogénesis, ya que, por ejemplo, el reciente aumento se encuentra enmarcado en una década que había presentado hasta temporadas anteriores un decremento en el número de sistemas, por lo que la actividad observada bien podría responder a un ascenso natural en los ciclos.

Como se ha referido, dada la división que existe entre la comunidad científica en relación a la influencia que ejerce el calentamiento global en el incremento observado de la frecuencia e intensidad de los ciclones tropicales, no es posible contar con resultados definitivos y es preciso trabajar con las aproximaciones de que se dispone.

Hemos presentado hasta aquí las perspectivas existentes hasta el momento, es decir, los resultados derivados de los trabajos teóricos realizados, así como aquellos que son producto del análisis sistemático de los registros y con los que

necesariamente debería existir coincidencia. Si bien numerosos estudios han situado la cuestión de los cambios en la frecuencia global y la intensidad de los huracanes dentro del proceso de calentamiento global y nuestro entendimiento conceptual básico de los huracanes sugiere que existe una relación entre su actividad y la temperatura de superficie del mar, ya que, por ejemplo se encuentra bien establecido que una temperatura de superficie mayor a 26° C es una condición necesaria para la formación de ciclones tropicales en condiciones climáticas normales, es preciso considerar de cualquier modo la fuerte variabilidad interanual de las estadísticas y la posible influencia de la variabilidad interanual asociada con El Niño y las oscilaciones en el Atlántico Norte, las cuales hacen difícil discernir cualquier tendencia relativa con el incremento de la temperatura de superficie de tal variabilidad estadística. Asimismo otros factores diferentes a la temperatura de superficie han sido señalados como posibles reguladores de la actividad de los huracanes incluyendo entre ellas los movimientos verticales y la humedad en la troposfera media. Por tanto, es preciso también continuar el trabajo sobre el desarrollo y génesis de ciclones tropicales ya que de contar con modelos mejores sería posible establecer con mayor claridad la relación entre temperatura del mar y génesis, y de este modo presentar una perspectiva mas real de cómo se modifican los ciclones con un aumento de esta.