



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**DESARROLLO DE CICLONES TROPICALES
EN LA CUENCA DEL PACÍFICO ORIENTAL
(2006 – 2009)
Y SU IMPACTO EN MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C O

P R E S E N T A:



ADOLFO LUGO RÍOS

DIRECTOR DE TESIS:

DR. LUIS MANUEL FARFAN MOLINA

2011



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

1. Datos del alumno

Lugo
Ríos
Adolfo
(55) 55520070
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
303102968

2. Datos del tutor

Dr
Luis Manuel
Farfán
Molina

3. Datos del sinodal 1

M. en C.
Manuel René
Garduño
López

4. Datos del sinodal 2

Dr
Ernesto Dos Santos
Caetano
Neto

5. Datos del sinodal 3

Dr
Rosario de Lourdes
Romero
Centeno

6. Datos del sinodal 4

M. en U.
Olivia
Salmerón
García

7. Datos del trabajo escrito

Desarrollo de ciclones tropicales en la cuenca del Pacífico
Oriental (2006-2009) y su impacto en México
118 p
2011

DESARROLLO DE CICLONES
TROPICALES
EN LA CUENCA DEL
PACÍFICO ORIENTAL
(2006 - 2009)
Y SU IMPACTO EN MÉXICO

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	V
INTRODUCCIÓN	VII
OBJETIVOS	3
HIPÓTESIS	4
1 GENERALIDADES ACERCA DE LOS CICLONES TROPICALES	7
1.1 FUENTES DE ENERGÍA.	9
1.2 DINÁMICA.	9
1.3 MECANISMOS FÍSICOS NECESARIOS QUE PERMITEN LA INTENSIFICACIÓN.....	10
2 CLIMATOLOGÍA GENERAL	14
2.1 CLIMATOLOGÍA DE LA CUENCA DEL PACIFICO NORORIENTAL.....	17
2.1.1 Variabilidad anual de la temperatura de la superficie del mar y de la zona de convergencia intertropical en el Pacífico nororiental	19
2.1.2 Temporada de lluvias en el Pacífico nororiental I. Centroamérica y el sur de México.	21
2.1.3 Temporada de lluvias en el Pacífico nororiental II. El monzón de México.	22
2.1.4 Circulación del aire en el Pacífico nororiental (Centroamérica y el sur de México).....	24
2.1.5 El Niño-Oscilación del Sur (ENOS).....	25
3 RESUMEN DE TEMPORADAS.	27
3.1 TEMPORADA 2006.	32
3.1.1 Bud y Carlotta (11-16 de julio).....	33
3.1.2 Daniel (16-26 de julio).	35
3.1.3 Emilia (21 -31 de julio).	35
3.1.4 Héctor (15 al 23 de agosto) y la MSD, Ileana (21-27 de agosto).	39
3.1.5 John (28 de agosto al 4 de septiembre).	40
3.1.6 Kristy (30 de agosto al 8 de septiembre).....	43
3.1.7 Lane (13-17 de septiembre).	44
3.1.8 Norman (9-15 de octubre) y Olivia (9-12 de octubre).	47
3.1.9 Paul (21-26 de octubre).....	48
3.1.10 Sergio (13-20 de noviembre)	50
3.2 TEMPORADA 2007.	51
3.2.1 Barbara (29 de mayo al 2 de junio) y Alvin (27 al 31 de mayo).	52
3.2.2 Cosme (14 al 22 de julio).....	55
3.2.3 Dalila (22 al 27 de julio).	56
3.2.4 Flossie (8-16 de agosto).	58

3.2.5	Henriette (30 de agosto al 6 de septiembre), Gil (29 de agosto al 2 de septiembre).....	59
3.2.6	Ivo (18 al 23 de septiembre).....	65
3.2.7	Kiko (15 al 23 de octubre).....	66
3.3	TEMPORADA 2008.....	69
3.3.1	Alma (29 al 30 de mayo).....	70
3.3.2	Julio (23 al 26 de agosto).....	73
3.3.3	Lowell (6-11 de septiembre).....	75
3.3.4	Norbert (4 al 12 de octubre).....	78
3.4	TEMPORADA 2009.....	82
3.4.1	Andres (21 al 24 de junio).....	83
3.4.2	Jimena (28 de agosto al 4 de septiembre).....	85
3.4.3	Rick (15 al 21 de octubre).....	89
4	COMENTARIOS GENERALES ACERCA DE LAS TEMPORADAS ESTUDIADAS.....	93
4.1	ACERCA DE LAS TRAYECTORIAS DE LOS CTs QUE TOCARON TIERRA EN LAS TEMPORADAS 2006-2009.....	93
4.1.1	Radio de acción de los CTs que tocaron tierra.....	96
4.1.2	Disipación al llegar a tierra.....	99
4.2	VARIACIÓN LOCAL DE LA LLUVIA (RED CLICOM DE LA CNA) Y DISCUSIÓN ACERCA DEL TRMM.....	101
4.2.1	Acercas de la misión TRMM y el producto 3B42.....	101
4.2.2	Comparación de datos de la red de pluviómetros de la CNA y del TRMM.....	103
	CONCLUSIONES.....	109
	GLOSARIO DE CONCEPTOS.....	111
	BIBLIOGRAFÍA.....	115

INTRODUCCIÓN

Los sistemas tropicales son fenómenos meteorológicos de mesoescala. En particular son tormentas con ciertas características especiales: tienden a formarse, por lo general, en la zona tórrida de los océanos del mundo, aunque no en toda esta zona, como el Pacífico suroriental. La zona de convergencia intertropical (ZCIT) o vaguada ecuatorial está íntimamente relacionada con su formación.

El estudio de los sistemas tropicales es de vital importancia para los intereses de la población humana en general, puesto que el 50% de la superficie terrestre se localiza entre los 30°S y 30°N, además de que el 75% de la población humana habita en zonas de clima tropical.

Los ciclones tropicales son elementos importantes dentro de los climas tropicales, puesto que se asocian con las temporadas de lluvias en estas latitudes, además de los monzones, que son otro factor muy importante en estas temporadas. Así también, los ciclones tropicales son reguladores del balance térmico del planeta, porque transportan calor, humedad y energía de las zonas tropicales a las zonas subtropicales.

Este tipo de fenómenos, a pesar de que son una consecuencia natural del balance termodinámico del planeta, pueden llegar a tener consecuencias negativas para las actividades humanas cuando estos suceden en regiones geográficas donde se localizan intereses humanos, como pueden ser, ciudades, pueblos o asentamientos humanos, puertos marítimos o fluviales, zonas agrícolas o industriales. Los daños que producen se deben principalmente a la gran cantidad de precipitación, vientos intensos y mareas de tormenta que pueden generar. Estas consecuencias negativas pueden ir desde pequeños encharcamientos sobre las vías de comunicación en las poblaciones afectadas hasta inundaciones de poblaciones enteras y pérdidas humanas.

Por estas razones es importante estudiar y conocer bajo qué condiciones se generan, su dinámica y estadística, el pronóstico de sus trayectorias y qué impactos directos tienen estos fenómenos meteorológicos sobre las actividades humanas.

Históricamente para estudiar los cambios en las variables atmosféricas que son provocados por los ciclones tropicales, se empleaban estaciones meteorológicas situadas en tierra o bien a través de mediciones hechas por barcos en alta mar y algunas boyas, dando como resultado una cobertura espacial insuficiente para recabar los datos sobre todo el espacio geográfico en

el que actúa un ciclón tropical. Los ciclones tropicales pasan la mayor parte de su vida en alta mar en donde no siempre es posible capturar en forma regular, tanto espacial como temporalmente, los datos de interés, además de que no era posible registrar algunas tormentas, debido a que no había forma de detectarlas. Esta forma de estudiar los ciclones tropicales se hacía, en general, hasta antes de la década de los 70, cuando empezaron a funcionar regularmente los primeros satélites artificiales con fines meteorológicos.

A partir de esa década se produjeron satélites meteorológicos capaces de tener una cobertura espacial completa de los diferentes fenómenos meteorológicos, en particular de los ciclones tropicales, ya que se puede registrar la cobertura de nubes en tiempos y espacios regulares. Estas observaciones regulares hechas por los satélites se complementan con misiones de reconocimiento aéreo, recursos de tierra (estaciones meteorológicas, aeropuertos y puertos marítimos) y mar (reportes de barcos que se encuentran cerca del fenómeno y boyas) que se siguen empleando para corroborar y complementar lo reportado por los satélites. Así pues la mayoría de las fuentes de información que se emplean para estudiar a los ciclones tropicales, provienen de los satélites.

Algunos de los datos satelitales, están basados en estimaciones y aproximaciones numéricas, casi nunca son mediciones directas, por lo que en general estos datos pueden ser usados como un buen estimado y no como un dato real.

La gran mayoría de las observaciones hechas sobre la cuenca del Pacífico se realizan a través del programa GOES (Geostationary Operation Environmental Satellite) fue desarrollado y lanzado por la NASA (National Aeronautics and Space Administration), pero administrado por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), este programa, hasta el año 2005 proveía una cobertura espacial sobre gran parte de los meridianos comprendidos entre 120°E y los 50°O y el programa constaba de los satélites GOES-9, -10 y -12 que pueden observar en tres diferentes tipos de bandas, en el visible, infrarrojo y en el vapor de agua (NOAA, 2008), este programa tuvo sus orígenes a mediados de los 70 y constaba de los satélites GOES-1, 2 y 3 (NASA, 1999).

Aunque no todos los países cuentan con satélites meteorológicos, muchos datos de estos satélites son accesibles al público en general, por lo que cualquier país interesado puede monitorear los ciclones tropicales para alertar a la población en caso de ser necesario.

Varios Jufeng [tifones] suceden a menudo en la provincia de Xi'an. Ju es un viento que viene desde las cuatro direcciones...

Frecuentemente ocurren entre el sexto y séptimo mes. Antes de que lleguen a tierra, los perros y los gallos guardan silencio. También se llaman Heifeng en otras provincias.

Extracto de Nan Yue Zhi

*Primera descripción científica de los tifones en el mundo.
(ca. Siglo V D.C.)*

OBJETIVOS

La cuenca del Pacífico nororiental es una región prolífica en la generación de ciclones tropicales, los cuales afectan la costa occidental de México, durante los meses de mayo a noviembre de cada año. Esta tesis tratará acerca de los mecanismos que permiten la formación, intensificación y disipación de los ciclones tropicales que se forman en el Pacífico nororiental, así como su impacto en México, se hará especial énfasis en las temporadas de ciclones tropicales de los años 2006 al 2009, en las cuales se analizarán los ciclones tropicales de cada temporada, identificando los mecanismos mencionados anteriormente, también se analizarán los efectos de cada uno de los ciclones tropicales sobre la población en general, en caso de que dicho ciclón tropical haya causado algún efecto.

Además de este objetivo se explorarán diversas técnicas empleadas para poder manipular los datos encontrados y generar productos útiles en el estudio de los ciclones tropicales.

HIPÓTESIS

Dado que la costa occidental de México es vulnerable al impacto de los ciclones tropicales que se forman en la cuenca del Pacífico nororiental, es importante saber que tan frecuente y con que intensidad, los ciclones tropicales impactan en dicha región. Además distinguir la importancia climatológica de los ciclones tropicales sobre una zona particular es útil para conocer las implicaciones de ellos en dicha zona.

Gran parte de las afectaciones de los ciclones tropicales sobre México ocurren momentos antes de tocar tierra o cuando pasan cerca de una población, por eso es importante conocer la interacción de los ciclones tropicales con tierra, es decir, si la interacción depende del lugar donde toca tierra.

Además de esta interacción con tierra, conocer si es posible identificar los elementos atmosféricos que influyen en las trayectorias, es útil para poder tener elementos a la mano que permitan hacer pronósticos sencillos para conocer las trayectorias de acuerdo a estos parámetros.

Finalmente evaluar si los valores generados por el producto 3B42 del satélite TRMM son parecidos a los reportes de las estaciones meteorológicas operadas por la Comisión Nacional del Agua y así conocer la utilidad de esta herramienta para elaborar un reanálisis de la acumulación de la lluvia, poco tiempo después del paso del ciclón tropical sobre una región.

METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos y saber si las hipótesis son válidas se consultaron fuentes tanto bibliográficas como electrónicas. Además se tuvo que aprender a poder manipular la información de los datos para analizarlos e interpretarlos.

Las principales fuentes de información consultadas para lograr los objetivos son las siguientes:

1. Una base de datos histórica publicada por el National Hurricane Center de los Estados Unidos (<http://nhc.noaa.gov>) para analizar la actividad ciclónica en la cuenca del Pacífico en el periodo de tiempo comprendido entre el año 2006 y 2009.
2. Imágenes digitales del satélite geostacionario (GOES-11) para determinar las cubiertas de nubosidad (www.goes.noaa.gov).
3. Reportes de estaciones meteorológicas de la red operada por la Comisión Nacional del Agua, así como datos provenientes del satélite TRMM, empleando el producto 3B42.
4. Artículos de periódico o información procedente de internet en donde se trate la afectación de los CTs en diversas poblaciones, siempre y cuando se encuentre esta información.
5. Artículos de revista y libros especializados en meteorología o ciencias atmosféricas para estudiar la climatología de la cuenca del Pacífico nororiental y la física que se observa en los ciclones tropicales.

El trabajo estuvo compuesto principalmente por dos partes:

1. Una investigación bibliográfica, en donde se investigaron los mecanismos que rigen, la formación, intensificación y disipación de los ciclones tropicales en la cuenca del Pacífico nororiental. Así como la climatología del Pacífico nororiental para poder conocer el ambiente en donde se desarrollan los ciclones tropicales estudiados.
2. La segunda parte estuvo compuesta por la revisión de las temporadas del 2006 al 2009 de ciclones tropicales en la cuenca del pacífico nororiental.

En esta parte se tuvo que aprender a manipular el producto 3B42 del TRMM, las imágenes del satélite GOES-11 y las bases de datos publicada en el National Hurricane Center de los Estados Unidos. Para esto se emplearon principalmente dos paqueterías.

Matlab (<http://www.mathworks.com>), para poder manipular los archivos con información, que se encontraban en formato Net-CDF, por lo que se tuvo que aprender como es la estructura de los ficheros Net-CDF. Para poder visualizar la información generada e interpretarla se empleó la paquetería IDV (Integrated Data Viewer, <http://www.unidata.ucar.edu/software/idv>, de libre distribución). Además se realizó un pequeño programa desarrollado en Bash para automatizar las tareas descarga, procesamiento y generación de productos.

Una vez revisadas las cuatro temporadas se discutieron los hechos generales de cada una con respecto a las otras para poder determinar si las hipótesis fueron válidas o no, así como también si los objetivos se cumplieron.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES ACERCA DE LOS CICLONES TROPICALES

Dependiendo de la zona geográfica el nombre de ciclón tropical varía. Por ejemplo en el Atlántico Norte y en el Pacífico Nororiental se les denomina huracanes, en el Pacífico Noroccidental se les llama tifones, en Australia se les llama Willy-willy, y en otras partes del mundo algunas variantes del término genérico ciclón tropical son empleadas (Cassano, et al., 2006).

Un ciclón tropical (CT) es, como ya se mencionó en la introducción, una tormenta convectiva muy intensa y extensa que se desarrolla sobre los océanos tropicales y en temporadas en las que la temperatura de la superficie del mar es muy cálida (por encima de los 26.5°C). Se puede considerar que poseen una simetría radial alrededor de un centro o vórtice, en donde la presión es menor al valor normal a nivel del mar (1013 hPa) y la temperatura de la superficie del mar es cálida. En general poseen un diámetro de algunos cientos de kilómetros, aunque la región donde se presenta una convección profunda y vientos muy intensos tiene un diámetro de apenas unos 200 km, por esta razón se considera que los ciclones tropicales son sistemas de mesoescala; su tiempo de vida media es del orden de algunos días y raramente llegan a permanecer activos más de dos semanas.

Las características dinámicas y termodinámicas que tiene un “CT estacionario”, es decir un ciclón que no esté disipándose o creciendo rápidamente, son las siguientes (Cassano, et al., 2006):

1. Simetría cilíndrica.
2. Magnitud pequeña de la componente horizontal de la cortante del viento (menor a 10 ms^{-1} entre 1 y 9 km).
3. Que se localicen al menos a unos 500 km del Ecuador (a 5° de latitud del ecuador), es decir, que el factor de Coriolis no sea despreciable.
4. Debe de poseer una circulación cerrada o cuasicerrada y girar en contra de las manecillas del reloj, en el hemisferio norte.
5. Deben de presentarse vientos sostenidos de al menos un minuto con velocidades mayores a 17 ms^{-1} en la superficie.
6. Temperatura cálida de la superficie del océano ($\geq 26.5^\circ\text{C}$).
7. Humedad en la troposfera media (a unos 5 km de altura).

8. Un centro o vórtice con baja presión menor a 1013hPa.
9. El centro o vórtice debe tener temperaturas altas, comparado con sus alrededores.
10. Que se presente inestabilidad condicional en la atmósfera.

La forma de clasificarlos va de acuerdo a la intensidad de los vientos sostenidos máximos que hay en el interior de los CTs durante un minuto. De esta forma se le llama huracán si un CT presenta vientos con intensidades mayores a los 33 ms⁻¹ (Barry, et al. 2003), pero si posee una intensidad menor se le llama tormenta o depresión tropical. Los huracanes a su vez están clasificados en cinco tipos o categorías, esta clasificación, llamada escala Saffir-Simpson también está basada en la intensidad de los vientos sostenidos máximos. La quinta característica mencionada es un indicador de la intensidad y del poder destructivo de un CT, mas no de su dinámica, puesto que un sistema cerrado de baja presión, que posea vientos menos intensos también puede presentar una dinámica similar a un CT.

A los CT con vientos cuya intensidad sea menor a los 17 ms⁻¹ se les llama depresiones tropicales. A continuación se muestra una tabla donde se especifican los rangos de las intensidades de los diferentes CTs.

Tipo del Ciclón Tropical	Intensidad del viento	Tipo del Ciclón Tropical	Intensidad del viento
Depresión tropical	entre 10 y 17 ms ⁻¹	HR Categoría 2	entre 43 y 49 ms ⁻¹
Tormenta tropical (TT)	entre 18 y 33 ms ⁻¹	HR Categoría 3	entre 50 y 58 ms ⁻¹
Huracán (HR)	mayor a 33 ms ⁻¹	HR Categoría 4	entre 59 y 69 ms ⁻¹
HR Categoría 1	entre 34 y 42 ms ⁻¹	HR Categoría 5	mayores a 70 ms ⁻¹

Tabla 1. Clasificación de los diferentes tipos de Ciclones tropicales.

Debido a los grandes cambios que ejercen los CTs sobre el ambiente (baja presión, vientos intensos, cambio en la TSM) estos a su vez producen diferentes efectos “secundarios” intensos en sus inmediaciones. Principalmente estos efectos “secundarios” son de gran interés para el hombre puesto, que cuando se manifiestan cerca de la costa pueden tener grandes consecuencias destructivas. Estos efectos “secundarios” generados por los CTs son los siguientes:

- Olas de huracán: estas olas viajan radialmente hacia afuera del CT, pero en particular hacia adelante y a la derecha del CT. La altura de estas olas depende principalmente de la intensidad de los vientos sostenidos.
- Marejada de Huracán: se le llama así a la elevación anómala del nivel del mar por efecto del viento. El aumento del nivel del mar por efecto de esta marejada, resulta de la acumulación de agua que ha sido empujada por el huracán. La marejada normalmente comienza unas horas antes de que la tormenta toque tierra, alcanza altura de entre 2 y 3 m por encima de la pleamar, aunque puede ser mucho mayor si se combina con la pleamar de luna llena.
- Cuando la marejada de huracán se presenta en una zona costera en donde la pendiente de la plataforma continental es muy pequeña, el agua desplazada por el viento puede avanzar varios metros tierra adentro.

En general un “CT estacionario” además de tener las características mencionadas en los párrafos anteriores posee una dinámica descrita por los siguientes parámetros:

1.1 Fuentes de energía.

Las celdas de convección que conforman a los CTs, tal como fue propuesto en las primeras teorías de formación de CTs, liberan grandes cantidades de calor latente para proveer de energía al ciclón. Pero su escala, se pensaba, era demasiado chica como para formar el crecimiento de una tormenta de cientos de kilómetros de diámetro. Aunque se ha observado que la energía puede ser transferida desde la escala de los cúmulos hasta la escala de la circulación general de la tormenta a través de la organización de las nubes en bandas en espiral, la naturaleza de este proceso es aún desconocida (Barry, et al., 2003).

1.2 Dinámica.

En su centro u ojo, el calentamiento adiabático del aire descendiente, proveniente de la liberación de calor latente por la condensación del vapor de las torres de cumulonimbos distribuidas en varias bandas concéntricas, acentúa la anomalía en la temperatura, en donde cerca de un 15% de estas torres presenta precipitaciones (Barry, et al., 2003), este aire es un factor importante que contribuye al descenso de la presión. Sin este aire que desciende en el ojo, la presión central no caería por debajo de los 1000 hPa.

El ojo tiene un diámetro que varía entre 30 y 60 km (Cassano, et al., 2006), en los cuales el aire está en una calma virtual y en ocasiones no presenta cobertura de nubes. La dinámica de formación del ojo es relativamente desconocida (Cassano, et al., 2006). Es vital para el crecimiento del CT la existencia de un núcleo cálido porque intensifica el anticiclón localizado en la parte superior del CT, este anticiclón surge del movimiento del aire en esta parte del CT, el cual se forma a partir de la conservación del momento angular en el aire que rodea al núcleo, el cual se encuentra casi en un balance ciclostrofico acercándose hacia el centro, pero que debido a la conservación del momento angular el viento tiene que obtener una componente en la altura para evitar que la velocidad en las componentes meridional y zonal crezcan indefinidamente al acercarse al núcleo del CT, véase Figura 1A) y B).

Es posible que los yunques de cumulonimbos jueguen un papel vital en la compleja relación entre las circulaciones verticales y horizontales del aire alrededor del ojo redistribuyendo el momento angular de tal forma que establece una rotación en el centro.

Se ha observado que en estas torres de cumulonimbos que forman menos del 1% de la superficie de la tormenta en un radio de 400 km tienen un efecto que es suficiente para cambiar las condiciones meteorológicas en las inmediaciones (Barry, et al., 2003).

El abasto de calor y humedad combinados con la baja fricción en la superficie del mar, la liberación del calor latente a través de la condensación y de la convección del aire son condiciones esenciales para mantener una intensidad del viento en un CT. Tan pronto como una de estas componentes disminuye, la tormenta decae. Esto puede ocurrir muy rápidamente si el vórtice avanza sobre aguas más templadas o sobre tierra. En este último caso, la mayor fricción causa un cambio temporal en el viento disminuyendo la componente

horizontal e incrementando la componente vertical del viento. En esta etapa y al aproximarse a tierra, la cortante vertical del viento que se produjo entre la parte baja y alta del CT puede ocasionar que en las torres cumulonimbos se generen tornados, especialmente en la parte nororiental de la tormenta cuando ocurre en el hemisferio norte, pero el efecto más importante que sufre un huracán al pasar por tierra es que al cortar el suministro de humedad se retira la mayor fuente de calor, por lo que el decaimiento rápido ocurre cuando el aire frío es llevado hacia el centro de la TT o cuando el anticiclón superior se mueve lejos del eje de la tormenta (Barry, et al., 2003).

Los CTs usualmente se mueven con una velocidad media de 6 ms^{-1} (Allard, 1984) controlados principalmente por la velocidad del núcleo superior caliente. Comúnmente, los huracanes recurvan hacia los polos alrededor de los márgenes occidentales de las celdas subtropicales de alta presión, entrando a la circulación del oeste donde se disipan o se regeneran como perturbaciones extratropicales (Barry, et al., 2003).

1.3 Mecanismos físicos necesarios que permiten la intensificación.

Los CTs, se forman a partir de perturbaciones tropicales débiles, aunque a lo largo de la temporada activa se presentan muchas de estas perturbaciones tropicales sólo una cuantas llegan a convertirse en sistemas definidos o huracanes (vientos mayores a 33 ms^{-1}), a pesar de que muchas de estas perturbaciones menos intensas sean sistemas cerrados de baja presión que uno intentaría interpretar, al menos en una primera aproximación, como un pequeño CT. Por lo que se deduce que el desarrollo de los CTs requiere de condiciones especiales. En general se sabe qué condiciones son necesarias, mas no suficientes para que una de estas perturbaciones, como lo puede ser una onda del este, pueda aspirar a convertirse en CT, en primer lugar se requiere que un sistema convectivo de mesoescala, es decir, un conjunto de nubes convectivas (en general un conjunto de Cumulonimbos), una buena fuente de estos sistemas es la ZCIT que presentan un mayor o menor grado de organización aunque su tamaño no está estrictamente definido se encuentre en una zona donde la temperatura superficial del mar (TSM) sea mayor a 26.5°C , en una latitud donde el parámetro de Coriolis no sea cercano a cero, y que la cortante vertical del viento sea pequeña.

En la actualidad todavía no se conoce con profundidad él, o los mecanismos físicos que rigen la ciclogénesis aunque existen diferentes teorías que explican en forma parcial esta formación (Holton p. 307). Las explicaciones teóricas de este problema asumen la existencia previa de una perturbación con simetría cilíndrica de pequeña amplitud, en la cual se buscan las condiciones bajo las cuales puede ocurrir una amplificación inestable de la perturbación original. En los siguientes párrafos se discutirán brevemente algunas de estas teorías.

Una fase inicial bajo la cual puede intensificar un CT es que la condición inicial de la atmósfera, la inestabilidad condicional, se combine con el calor de los niveles inferiores para permitir el desarrollo de un sistema convectivo. El ascenso puede ser iniciado a partir de los remanentes de un sistema frontal proveniente de una latitud superior, a partir de la convergencia de perturbaciones conocidas como las ondas del este moviéndose hacia el oeste, o en perturbaciones en la ZCIT. Una vez que la convección comienza, la humedad de las capas medias de la troposfera reducen la cantidad de evaporación entre las nubes, y así se inicia la

precipitación asociada a la liberación de calor latente, mientras que la pequeña componente de la cortante vertical de vientos previene la destrucción de las bandas convectivas con simetría radial alrededor de un centro. Aunque este tipo de inestabilidad solo tiene un alcance del orden de un cumulonimbos por lo que no puede explicar una organización a escala sinóptica, además de que en los trópicos la atmósfera en promedio no se encuentra saturada por lo que una parcela de aire debe someterse a un ascenso forzado antes de que alcance su nivel de convección libre. Este ascenso sólo puede ser causado por movimientos en pequeña escala como turbulencias en la capa límite, la eficiencia de estas turbulencias en la capa límite dependen de la temperatura y de la humedad. En los trópicos es difícil iniciar una convección profunda a menos que la capa límite sea llevada a la saturación y desestabilizada, lo cual puede ocurrir si hay un ascenso en gran escala en la capa límite. Entonces, la convección tiende a ser concentrada en regiones de convergencia en los niveles bajos. Esta concentración hace que el ambiente sea favorable para el ascenso de la parcela hacia el nivel de convección libre.

La convección en los cumulonimbos y el movimiento en general a gran escala es vista frecuentemente como una interacción cooperativa, aunque la naturaleza de este proceso continúa siendo un misterio. Partiendo de esta consideración, el aumento de temperatura adiabático debido a la liberación de calor latente por parte de los cumulonimbos produce una perturbación ciclónica a mesoescala; esta perturbación a cambio, a través del bombeo de la capa límite, conduce a la convergencia de la humedad de los niveles bajos necesaria para mantener un ambiente favorable para el desarrollo de la convección de los cumulonimbos. Han habido varios intentos por formalizar estas ideas en una teoría de estabilidad lineal (a veces referida como inestabilidad condicional de segundo tipo o “conditional instability of the second kind” CISK) (Holton, 2004 p. 307), que atribuye el crecimiento de los huracanes a la interacción organizada entre los cúmulos de pequeña escala y la convergencia de la humedad a gran escala. Este modelo no ha sido muy exitoso debido a que hay poca evidencia de que tal interacción lleve a una velocidad máxima de crecimiento en la escala observada de los huracanes.

Existe otra teoría que contempla desde otro punto de vista la inestabilidad de la atmósfera tropical, esta nueva teoría llamada wind-induced surface heat exchange (WISHE, intercambio de calor inducido por el viento inducido superficial) (Holton, 2004 p. 309), está basada en interacciones entre la atmósfera y el océano, de acuerdo a esta teoría, la energía potencial de los huracanes proviene del desequilibrio termodinámico entre la atmósfera y el océano. La eficiencia de la interacción entre la atmósfera y el océano para equilibrar la energía potencial con la disipación por fricción depende de la velocidad de transferencia del calor latente desde el océano hacia la atmósfera. Esto es una función que depende de la velocidad del viento superficial; así vientos superficiales intensos, producen una superficie del mar rugosa que incrementa la velocidad de evaporación. De esta forma el desarrollo del CT depende de la presencia de una perturbación inicial, tal como una onda del este, para proveer los vientos requeridos para producir una gran evaporación de agua del mar. Así dada una perturbación inicial adecuada se puede dar una retroalimentación lo que incrementarían los vientos hacia el centro de la espiral incrementando la velocidad de transferencia de humedad desde el

océano, lo cual llevaría la capa límite hacia la saturación incrementando la intensidad de la convección.

La teoría WISHE es consistente con las observaciones de huracanes que se forman solo en presencia de TSM muy cálidas, por encima de los 26°. Para TSM menores a los 26°C, el flujo convergente en la capa límite aparentemente no puede alcanzar una temperatura equivalente lo suficientemente alta como para sostener la intensa circulación transversal necesaria para sostener a un huracán, así entonces, parece ser que el huracán no se crea a partir de una inestabilidad condicional asociada a la liberación de calor latente de las parcelas de aire que se encuentran en la atmósfera tropical, sino que se desarrolla a partir de perturbaciones preexistentes a gran escala bajo condiciones especiales que permiten un flujo rápido de la humedad de la superficie del océano a la atmósfera. Entonces el papel de la convección no es el de proveer una fuente interna de calor, sino establecer un cambio en la humedad adiabática, ligado a la capa límite.

Se sabe que existen otros tres factores externos que alteran el ciclo de desarrollo global de los ciclones, estos factores son (Barry, et al., 2003):

1. La fase oeste de la oscilación cuasibienal (Quasi-Biennial Oscillation QBO). La QBO es una serie de cambios periódicos en las velocidades de los vientos de la alta troposfera (0.5 hPa) y los vientos de la baja estratosfera (0.3 hPa), así como también el cambio periódico de la cortante vertical entre estos dos vientos. El inicio de esta oscilación puede ser predicho más o menos con un año de anticipación. La QBO está compuesta por dos fases, la primera fase o fase del este está asociada a vientos fuertes del este en la baja estratosfera entre las latitudes 10°N y 15°N, produciendo una gran cortante en la vertical. Esta fase dura entre doce y quince meses e inhibe la formación de huracanes. En la segunda fase o fase del oeste hay vientos del oeste débiles en la baja estratosfera y una baja cortante, esta fase dura aproximadamente entre unos trece y quince meses, lo cual incrementa el número de tormentas y de ciclones tropicales en el Atlántico.
2. La precipitación en África Occidental a lo largo del Golfo de Guinea (agosto a noviembre) y en el oeste de Sahel (agosto y septiembre), ambas son una fuente de humedad que incrementan la actividad de ciclones tropicales. Mientras que la humedad en el Golfo de Guinea provoca un aumento del 40% en las actividades de huracanes mayores la humedad proveniente de Sahel provoca solo un aumento del 5% en la actividad de los huracanes. También se observó que entre las décadas de los 60 y los 80 cuando hubo sequía en el Sahel hubo un decremento muy marcado en la actividad de los CTs sobre el Atlántico, principalmente debido a vientos cortantes en la alta troposfera y a un decremento de las ondas del este sobre África en agosto y septiembre.
3. El Niño (El Niño southern-oscillation, ENSO). Existe una anticorrelación entre la intensidad de la fase niño y la frecuencia de los huracanes en el Atlántico (Véase El Niño-Oscilación del sur (ENOS)).

En resumen: un ciclón tropical se desarrolla a partir de una perturbación inicial, la cual bajo ambientes favorables, se convierte primero en una depresión tropical y luego en una tormenta tropical. La fase de tormenta tropical puede durar entre 4 o 5 días. La principal fuente de energía es el calor latente proveniente del vapor de agua condensado, y es por esta razón que los huracanes son generados y sólo pueden fortalecerse en zonas de océanos cálidos. El núcleo frío de una tormenta es reemplazado por un núcleo cálido asociado con la liberación de calor latente en las torres de cumulonimbos, esto establece o intensifica una celda anticiclónica en la troposfera superior. Además, la divergencia en los niveles superiores mantiene el ascenso y la entrada de vapor de agua en los niveles inferiores con el fin de proveer una continua generación de energía potencial (a partir del calor latente) y su transformación en energía cinética. El ojo interno que se forma por el aire que desciende es un elemento crucial para su ciclo de vida.

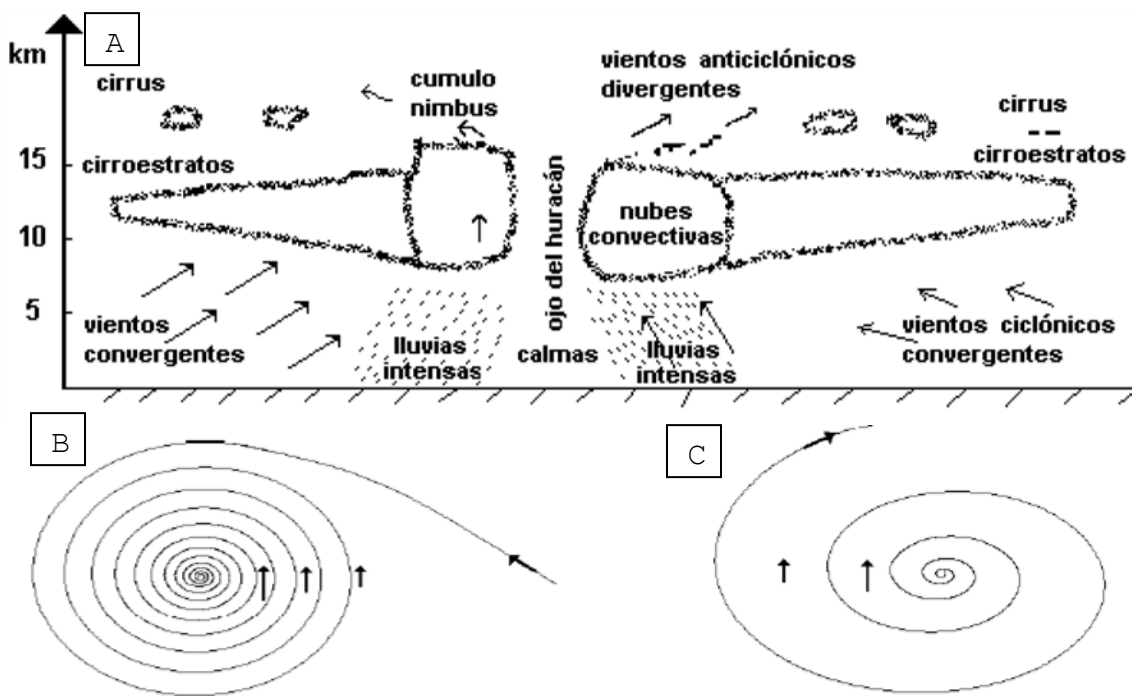


Figura 1. A) Perfil vertical de un CT en donde se observa que la convección del aire caliente en el centro cálido provoca la formación de cumulonimbos en espirales de acuerdo al campo de viento mostrado en B). En B) se muestra un corte transversal que ilustra los vientos convergentes en las partes inferiores del CT. Conforme el viento se acerca al núcleo del CT este adquiere una componente vertical mucho más intensa, ascendiendo; en C) se muestra un corte transversal de las zonas superiores del CT en donde el viento forma una espiral anticiclónica debido a que se encuentra cerca de la tropopausa y debido a la conservación del momento angular la componente vertical tiene que disminuir y el viento debe de alejarse del núcleo para no alcanzar velocidades infinitas en el centro. Imágenes obtenidas de <http://usuario.cicese.mx/~sreyes/LIBRO%20METEOROLOGIA/Meteo7.pdf>

CAPÍTULO 2

CLIMATOLOGÍA GENERAL

Anualmente se generan unos 83.6 CTs por año en todo el mundo (Neumann, 1993), entre los 15°N y los 15°S, aunque raramente se forman cerca del Ecuador (entre los 10°N y los 10°S) debido a que el parámetro de Coriolis es cercano a cero, ya que esto inhibe las condiciones favorables a la aparición de sistemas de circulación cerrada. De estos 83.6 alrededor del 72% se generan en el hemisferio norte (Reyes Coca, 2002) y las regiones más activas se encuentran en las zonas occidentales de los océanos Atlántico, Indico y Pacífico (Barry, et al., 2003). La distribución espacial de las regiones en donde se forman los CTs se muestra en la Figura 3.

Aunque los CTs se pueden formar en cualquier momento del año se observa que cada región de ciclogénesis, presenta actividades durante una temporada específica del año, en la cual existe un periodo de tiempo en la temporada más activo que otros (ver Tabla 2). Este periodo de máxima actividad está muy relacionado con la posición de la ZCIT a lo largo del año; así pues cuando la ZCIT migra hacia el polo norte (sur) durante el verano boreal (austral) se intensifican las actividades ciclónicas en el hemisferio norte (sur), excepto en el Golfo de Bengala en donde ocurren dos periodos de máxima intensidad, (Barry, et al., 2003).

Por ejemplo, en el Pacífico nororiental (15.4 CTs por temporada, ver Figura 5) y Atlántico noroccidental (9.7 CTs por temporada, ver Tabla 2) en donde la temporada de CTs se extiende desde mayo hasta noviembre la actividad ciclónica se intensifica cuando la ZCIT migra hacia el norte durante los meses de julio agosto y septiembre.

Además de la posición de la ZCIT, las temporadas de actividades ciclónicas también se ven influenciadas por los monzones que ocurren en las diferentes regiones (el monzón asiático, que comienza en mayo y termina en septiembre, el monzón australiano y de extremo Oriente, el monzón africano bien el monzón mexicano, que se lleva a cabo en el noroeste de México y suroeste de EUA que inicia en julio y termina en agosto).

En la cuenca del Pacífico occidental existe un fenómeno “curioso” en el que dos CTs se forman simultáneamente sobre los 5° de latitud, tanto norte como sur, a la misma longitud. Los patrones de lluvia y de nubes en estos ciclones “gemelos” son simétricos en primera aproximación con respecto al Ecuador.

A continuación se presenta una tabla que muestra los promedios anuales de CTs en las diferentes cuencas oceánicas, junto con los meses de máxima intensidad:

Cuenca oceánica o Ciclónica	Promedio por temporada	Meses más activos
Atlántico Norte	9.7	Septiembre
Atlántico	9.7	
Pacífico Nororiental y Central	16.5	Julio, agosto y septiembre
Pacífico Occidental	25.7	Agosto, septiembre y octubre
Pacífico Sudoccidental (Australia)	9.0	Enero y finales de febrero
Océano Pacífico	51.2	
Índico Norte	5.4	Noviembre y mayo
Índico Sudoccidental	10.4	Diciembre, enero y fin de feb.
Índico Sudoriental (Australia)	6.9	Enero y finales de febrero
Océano Índico	22.7	
Nivel mundial	83.6	

Tabla 2. Promedio de CTs por temporada del año de 1968 a 1990 en la diferentes cuencas oceánicas, adaptado de Neumann, 1993.

Los CTs con mayores diámetros son característicos del Pacífico occidental, aunque el huracán más grande que se ha registrado proviene del Caribe, este fue el huracán “Gilbert” que se generó a unos 320 km al este de la isla de Barbados (punto gris en la Figura 2) el 9 de septiembre de 1988, se movió hacia el oeste con una velocidad media de entre 6.5 y 7.5 ms⁻¹, disipándose sobre el centro de los EUA. Ayudado por una celda de alta presión al norte de Cuba, el huracán Gilbert se intensificó rápidamente, la presión en su centro cayó tan abajo como 888 hPa (la presión más baja registrada en el hemisferio occidental), y con vientos máximos cerca del núcleo de aproximadamente 55 ms⁻¹. Más de 500 mm de lluvia cayeron en Jamaica en 9 horas, además este CT tuvo una extensión, tres veces más grande que los huracanes típicos del Caribe. En su máxima extensión tenía un diámetro de 3500 km, destruyendo la ZCIT a lo largo de un sexto de la circunferencia ecuatorial y succionando aire desde tan lejos como Florida y las islas Galápagos (puntos blancos en la Figura 2 a la derecha) (Barry, et al., 2003).

Se define la trayectoria de un CT como la trayectoria de su centro que a su vez se localiza, como ya se ha visto, en el lugar donde la presión es mínima en determinado momento de esta tormenta. De acuerdo con esta definición se pueden observar dos tipos de trayectorias generales en todo el mundo. Una de ellas es de este a oeste y la otra es una trayectoria que empieza avanzando hacia el oeste y después recurva hacia el noreste (sureste) en el hemisferio norte (hemisferio sur) (Barry, et al., 2003). Para fines operativos existen dos trayectorias distintas para seguir a un CT, una es una trayectoria obtenida en tiempo real basada principalmente en observaciones de satélite y alguna otra fuente disponible, el otro tipo es llamada “mejor trayectoria” (best-track) que es una mejor aproximación a la trayectoria obtenida en tiempo real a partir de todas las fuentes de datos disponibles, normalmente no se encuentra disponible sino hasta pasado algún tiempo después de la tormenta.

Como ya se ha visto, los CTs son fenómenos meteorológicos característicos de los océanos tropicales, aunque existen otros tipos de fenómenos meteorológicos que también presentan vorticidad en estas latitudes, como los ciclones subtropicales que son de suma importancia para las actividades humanas.

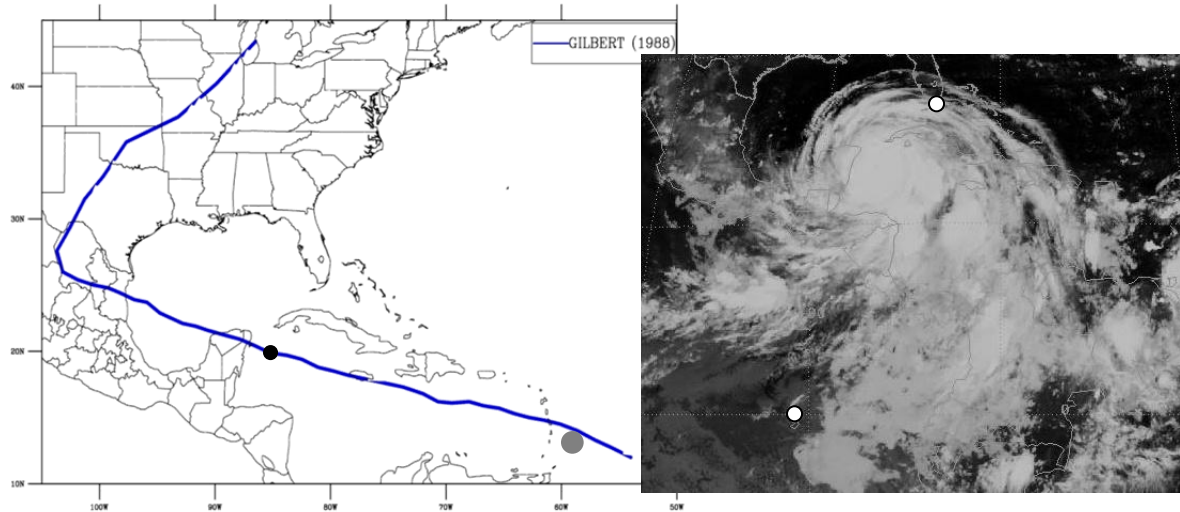


Figura 2. Trayectoria de Gilbert e imagen en infrarrojo ($10.3\text{-}12.1\ \mu\text{m}$) del satélite GOES-7 de Gilbert. Se formó al oeste de las Antillas menores el 8 de septiembre y se disipó totalmente en el estado de Illinois, EUA el 8 de septiembre. El punto negro representa el lugar en donde se reportó la presión más baja (19.9°N , 85.3°O el 14 de septiembre) y se corresponde con la imagen de la derecha. El punto gris muestra la localización de la isla de Barbados (http://www.nhc.noaa.gov/tracks1851to2009_atl_reanal.txt y <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/year>).

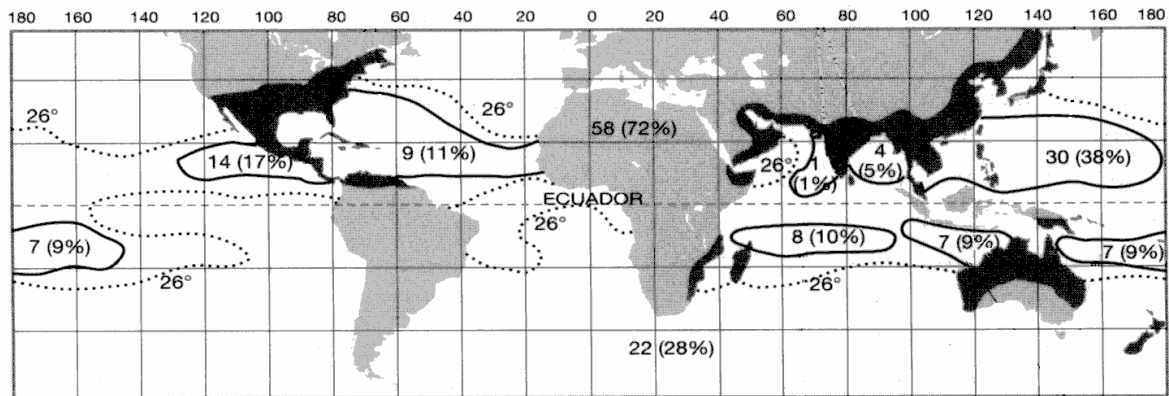


Figura 3. Regiones de ciclogénesis en todo el mundo y su aportación por cuenca oceánica (dentro de la línea sólida), también se muestran las principales regiones afectadas por los CTs (regiones en negro), en línea punteada se muestra la región donde la TSM es mayor a los $26\ \text{C}$. Imagen obtenida de <http://usuario.cicese.mx/~sreyes/LIBRO%20METEOROLOGIA/Meteo7.pdf>.

El monzón de Asia meridional durante el verano. Esta perturbación es un poco inusual, ya que el flujo del viento proviene del occidente en la baja troposfera y en la parte alta de la troposfera proviene del oriente.

Otra perturbación de este tipo tiene como característica principal que es muy débil en la troposfera baja, pero está bien desarrollada en la troposfera media. A estas zonas de baja presión se les llama ciclones subtropicales, se desarrollan tanto en el Pacífico nororiental como en el Índico septentrional. Algunos se desarrollan a partir del desprendimiento de una onda de aire frío que se encuentra a bajas latitudes. Poseen un amplio centro u ojo de unos $150\ \text{km}$ con poca o nula nubosidad, rodeados de un cinturón de nubes y precipitaciones a aproximadamente unos $300\ \text{km}$ de ancho. Estos ciclones son una gran contribución a las precipitaciones en el archipiélago hawaiano durante los meses de marzo a junio, como también ocurren sobre el mar de Arabia aportando grandes cantidades de lluvia al monzón

hindú; son muy persistentes y tienden a ser reabsorbidos por alguna vaguada. Se les considera que forman parte de los fenómenos tropicales porque algunos de estos ciclones subtropicales se forman en el mar de Arabia (Barry, et al, 2003).

2.1 Climatología de la cuenca del Pacífico Nororiental.

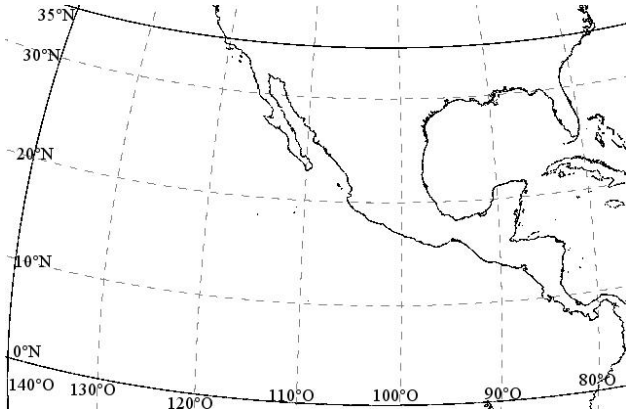


Figura 4. Cuenca del Pacífico Nororiental (PNO). Las líneas gruesas representan los diferentes límites del PNO, el meridiano 140°O, el ecuador, el paralelo 35°N y las costas del continente americano.

Se sabe que los CTs se originan a lo largo de todo el Pacífico septentrional y en el Pacífico suroccidental, se pueden distinguir tres zonas geográficas que afectan a diferentes poblaciones, la primera de estas zonas es el Océano Pacífico Occidental que comprende la vertiente oriental del continente asiático y Oceanía hasta los 180°O, esta zona es de interés para Asia, Australia, las Filipinas, las islas de Polinesia y Papúa Nueva Guinea. La segunda zona es el Pacífico Central que va desde los 180°O hasta los 140°O que principalmente es de interés para el archipiélago de Hawái, y la tercera zona es el Pacífico Oriental, que va desde

los 140°O hasta la vertiente occidental de América, en esta región los CTs afectan principalmente a Centroamérica, EUA y México.

Dado que no se generan CTs en el Pacífico Suroriental solamente se discutirá la climatología del Pacífico Nororiental (PNO). El PNO está delimitado desde el meridiano 140°O hasta las costas occidentales de América y desde el norte del Ecuador hasta una frontera no bien definida por el norte, aunque para efectos e intereses de este trabajo solamente se considerará la región del PNO que presenta actividades ciclónicas, esta región posee un clima tropical que se discutirá en esta sección, y se considerará una frontera norte arbitraria como la máxima latitud que ha alcanzado un CT en el PNO, siendo aceptable el paralelo 35°N.

Se puede considerar que existen dos tipos de trayectorias generales que siguen los CTs en esta cuenca, en una de ellas se sigue una dirección este-oeste mientras que la otra trayectoria comienza con un movimiento hacia el oeste y posteriormente empieza a recurvar hacia el norte y finalmente cambia de rumbo hacia el noreste.

Los ciclones que recurvan se producen en general entre septiembre y octubre (Allard, 1984), un criterio sencillo que se puede seguir para saber si un CT tiene posibilidad de recurvar es saber si su trayectoria pasa o pasará al **noreste** de la isla Socorro (Farfán Molina, 2010), aunque lo contrario no se cumple, es decir, si un CT no recurvó, entonces su trayectoria no necesariamente pasó al **noreste** de la isla Socorro. Este último tipo de trayectorias son los que más afectan a las costas mexicanas, puesto que el centro de estas tormentas pueden tocar tierra en las costas de México, además, cerca del 47% de los CTs que tocan tierra recurvaron (Allard, 1984).

Se puede considerar un tercer tipo de trayectorias generales menos frecuentes que van de sur a norte, este tipo de trayectorias se presentan en general en las latitudes más bajas del PNO, entre 5° y los 10°N, en la mayoría de los casos son TTs, siendo poco usual que lleguen a alcanzar la categoría de huracán y afectan principalmente Centroamérica, el estado de Chiapas y Oaxaca.

Durante una temporada de actividad ciclónica en el PNO que comienza en mayo y termina en noviembre, extraordinariamente en la temporada de 1983 se formó el huracán Winnie a principios de diciembre (Allard, 1984), en promedio se generan 15.4 CTs, 8.7 HRs y 6.7 TTs, de estos 15.4 CTs solamente 2.4 tocan tierra (Farfán Molina, 2010, comunicación personal), es durante los meses de julio y agosto en los cuales se genera la mayor cantidad de los CTs en el PNO.

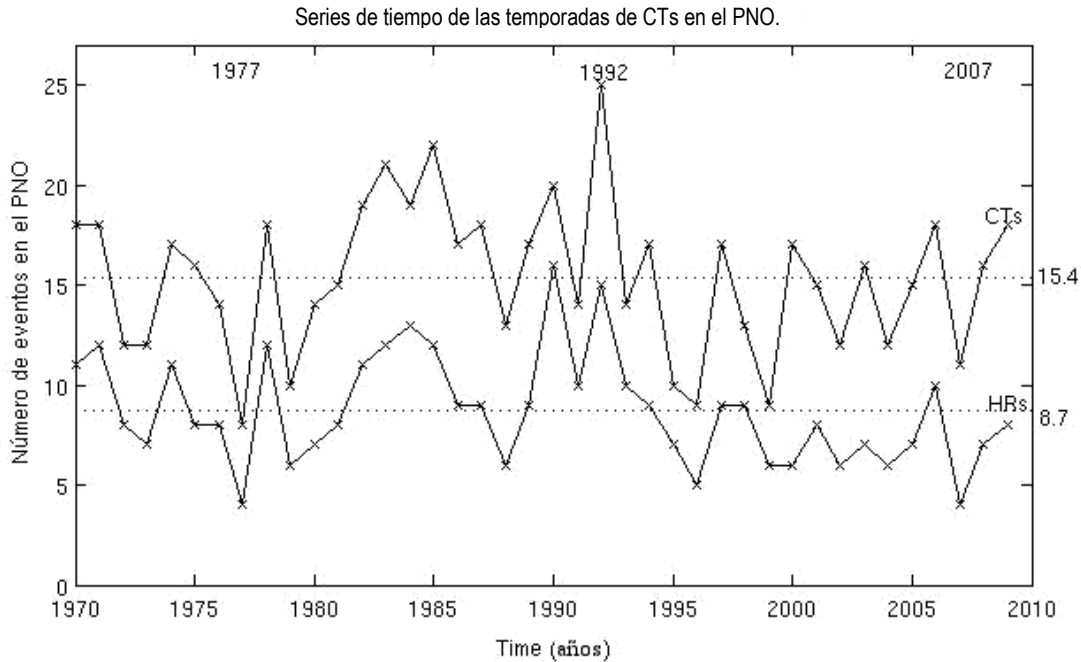


Figura 5. La serie de tiempo superior corresponde al número de CTs desarrollados en una temporada en el PNO, mientras que la serie inferior corresponde al número de HRs que se desarrollaron en la misma temporada y región. La resta de estas dos series da como resultado el número de TTs por temporada. Los años seleccionados en el margen superior corresponden a los años donde los valores en el número de CTs por año son máximos (25) o mínimos (8) y el número de HRs mínimo (4). Así también se muestran los valores medios de los CTs (15.4) y de los HRs (8.7) por temporada. Datos obtenidos del Hurricane Best-Track Files (http://www.nhc.noaa.gov/tracks1949to2009_epa.txt) del National Hurricane Center.

Los valores de la Figura 5 fueron obtenidos a partir del registro de 40 temporadas de huracanes, empezando desde la temporada de 1970 hasta la temporada del 2009. A partir del año de 1973 (Velden, et al, 2006) se empezó a hacer uso extendido en esta cuenca de las técnicas de percepción remota a través de los satélites meteorológicos permitiendo el registro y seguimiento de todos los CTs. Una forma sencilla de conocer si en los años anteriores al uso de estas técnicas se reportan datos consistentes con los promedios aquí reportados es compararla con la literatura. En ésta se encontró que en el Pacífico Oriental se desarrollaron en promedio 13.4 huracanes y TTs con vientos mayores a los 23 ms^{-1} por temporada a partir de un registro de 20 temporadas desde 1958 hasta 1977 (Barry, et al., 2003). Se puede observar que ambos promedios son muy semejantes a pesar de que el promedio consultado es anterior al uso de satélites meteorológicos.

En la actualidad se están haciendo numerosos esfuerzos por tratar de estudiar el pasado lejano de la actividad ciclónica a través de diversas técnicas como la paleotempestología, tanto en la cuenca del PNO como en la cuenca del Atlántico, así como la creación de diversos programas como el Inter-American Institute for Global Change Research que permitan estudiar y pronosticar mejor los CTs en estas cuencas. Los objetivos de estos programas son

estudiar la variabilidad de los CTs que se desarrollan en el PNO e identificar los cambios que puedan sufrir estos debido a un potencial calentamiento global (IAI, 2010), todo esto con el fin de comprender los riesgos potenciales que puede sufrir la población en el futuro no muy lejano.

Dado que los CTs están inmersos en un ambiente muy característico, es conveniente discutir el clima que impera en el PNO.

2.1.1 Variabilidad anual de la temperatura de la superficie del mar y de la zona de convergencia intertropical en el Pacífico nororiental.

Existen dos regiones en el Pacífico que poseen una temperatura de la superficie del mar (TSM) muy característica, estas son: la lengua ecuatorial fría, una región donde la TSM es baja, se extiende desde las costas de Sudamérica hasta el Pacífico central y la segunda región localizada en el PNO son las aguas cálidas localizada sobre las costas occidentales del sur de México y Centroamérica, en esta región contrastando con la anterior, la TSM supera en general los 27°C (Figura 6), la componente este-oeste de los vientos es relativamente pequeña y es una región importante para la ciclogénesis. Ambas regiones están divididas por un agudo gradiente meridional de la TSM. Otra característica importante de esta región es la zona de convergencia intertropical (ZCIT).

En la Figura 6 se puede identificar el valor de cada isoterma a partir de los valores de referencia (regiones negras entre 27°C y 28°C, mientras que la región gris representa a las TSM mayores a los 28°C) y sabiendo las isotermas mostradas en dicha Figura disminuyen conforme aumenta la latitud (se muestran las isotermas cada 1°C). Esta Figura se elaboró con promedios semanales a lo largo de casi 29 años desde el 29 de octubre de 1981 hasta el 17 de octubre del 2010 empleando los datos proporcionados por el Noaa Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) v2 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Las aguas cálidas del PNO poseen una variación a lo largo del año, siempre se encuentran limítrofes a las costas americanas, aunque en el mes de enero existe una pequeña zona en el Golfo de Tehuantepec donde la temperatura es menor a los 27°C, esta región relativamente fría posiblemente está asociada con la intensificación de una corriente de chorro localizada en la Sierra Madre del Sur. Así pues en los meses de diciembre, enero y febrero las aguas cálidas ocupan una franja muy angosta de unos 4° de grosor cuya parte más meridional se encuentra a unos 5°N, esta franja se va haciendo cada vez más ancha conforme van pasando los meses, alcanzando un grosor máximo de unos 10° durante el mes de agosto, siendo este mes junto con julio los meses donde las aguas cálidas alcanzan su máxima latitud adentrándose en el Golfo de California, después empieza a disminuir su extensión en el mes de septiembre. Esta región siempre permanece al norte del ecuador, excepto en los meses de abril y mayo, cuando una pequeña lengua en la parte occidental alcanza a invadir el hemisferio austral. Estas aguas cálidas, aunque no se muestre en la Figura 6, atraviesan todo el Pacífico hasta llegar a las costas de Asia.

La zona de convergencia intertropical (ZCIT), o también llamado ecuador meteorológico, es la zona de baja presión donde convergen los vientos alisios, se pensaba que era un cinturón continuo de nubes, pero en la actualidad se sabe que la ZCIT no es continua ni homogénea sino que presenta una estructura tanto longitudinal como meridional. La estructura de la ZCIT se presenta en el Pacífico Oriental y en el Atlántico como un cinturón bien definido, mientras

que en el Pacífico Central y Occidental se vuelve más ancha y con más variaciones longitudinales (Waliser, et al, 1993).

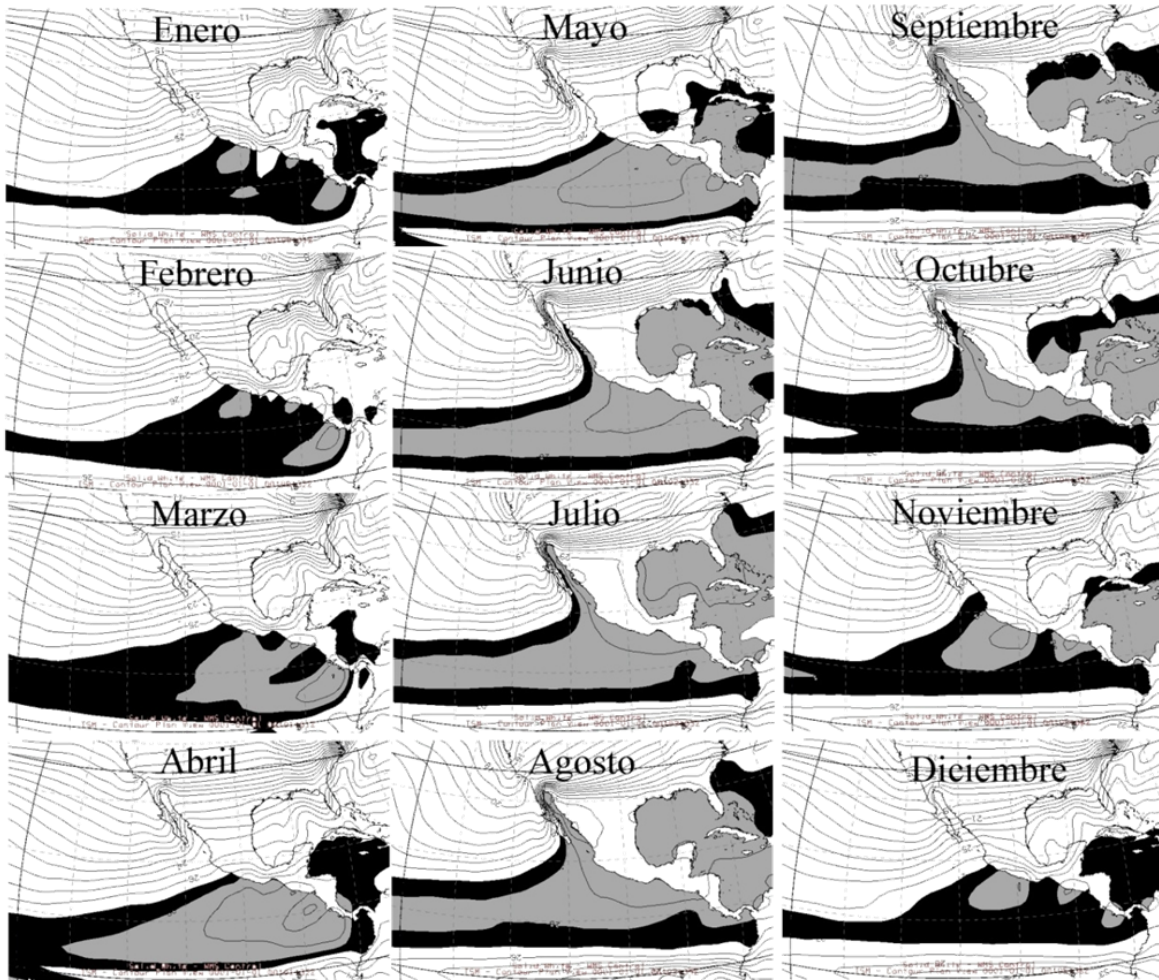


Figura 6. Promedios mensuales de la TSM en el PNO y las aguas cálidas del PNO (región negra para TSM mayores a 27°C y región gris para TSM mayores a 28°C). En cada viñeta de esta ilustración se muestran las isotermas cada grado Celsius (líneas negras). La temperatura disminuye conforme aumenta la latitud. Se pone también como referencia una gradícula (líneas punteadas) cada 10° de latitud y 10° de longitud, así como la frontera marina del PNO (líneas negras gruesas, Figura 4).

Asimismo también sufre una oscilación anual meridional, debido a la variación cenital del sol a lo largo del año, en el caso ideal se podría pensar que la ZCIT sigue la marcha del sol, esta aproximación es aplicable a la ZCIT que pasa sobre las masas continentales de África y Sudamérica, pero debido a que la inercia térmica la ZCIT está retrasada un par de meses con respecto al sol, esto se observa mejor sobre las zonas oceánicas como en el Pacífico Oriental y el Atlántico (Waliser, et al, 1993), de esta forma en el verano boreal la ZCIT migra hasta los 10°N y en el verano austral se retira hasta los 5°S (Allard, 1984 pág. 14) en los Océanos Atlántico y Pacífico. Se ha sugerido que esta asimetría latitudinal es el resultado de las condiciones más baroclínicas del hemisferio austral, posiblemente a la diferencia de las masas continentales entre los dos hemisferios y debido a que hay más capas de hielo en el hemisferio austral que en el boreal (Flon, 1971).

La ZCIT juega un papel importante en la ciclogénesis debido a que en ella se forman sistemas convectivos que pueden dar lugar a CTs.

2.1.2 Temporada de lluvias en el Pacífico nororiental I. Centroamérica y el sur de México.

La temporada de CTs está ligada a las lluvias en la región, puesto que las lluvias se generan a partir de sistemas convectivos que pueden evolucionar a CTs, se describirá la temporada de lluvias en las costas occidentales de Centroamérica y de los estados de Chiapas y Oaxaca, lugar de génesis de muchos CTs. Esta temporada comienza en mayo y finaliza en septiembre, además posee una temporada de sequía intermedia llamada comúnmente canícula o también sequía de mediados de verano (MSD por sus siglas en inglés, mid-summer drought). La temporada de lluvias en esta zona posee una distribución bimodal, consistiendo la primera en lluvias máximas durante junio, septiembre y octubre y un mínimo relativo durante julio y agosto.

La MSD al parecer está relacionada con una disminución relativa de la actividad ciclónica en cada temporada del PNO. Esta sequía está relacionada con las fluctuaciones en la intensidad y localización de la ZCIT en el PNO. Durante la MSD se da una transición en la intensidad de los movimientos convectivos, de intensa a mínima y de mínima a intensa, así como una respectiva intensificación o disminución de los vientos alisios sobre el Caribe. Tal aceleración en los vientos alisios es parte de la respuesta dinámica de la troposfera baja al forzamiento convectivo de la ZCIT. La intensificación de los vientos alisios durante julio y agosto y el forzamiento orográfico de las montañas centroamericanas da lugar a que se presenten precipitaciones máximas en las costas del Caribe y precipitaciones mínimas a lo largo de la costa del PNO.

Los cambios en los vientos divergentes o convergentes se corresponden respectivamente a mínimos y máximos de la actividad convectiva sobre la troposfera baja en las aguas cálidas del sur de México y Centroamérica y determinan el cambio a lo largo del tiempo de la MSD. La máxima actividad de convección profunda sobre el PNO es alcanzada cuando la TSM excede los 29°C (alrededor de mayo, justo cuando se inicia la temporada de lluvias), y es en estas fechas cuando se genera una circulación ciclónica anómala en la troposfera baja sobre los subtropicos. Esta circulación se corresponde con el patrón estacionario asociado con el intenso calentamiento convectivo fuera del Ecuador (Gill, 1980).

Después de esto, la TSM sobre el PNO desciende aproximadamente 1°C debido a un decremento de la radiación solar ocasionado por la presencia de los sistemas convectivos durante julio y agosto, debilitando la circulación ciclónica, correspondiéndose con una aceleración anticiclónica cerca de la superficie, y provocando una intensificación de los vientos alisios sobre Centroamérica, que es cuando ocurre la MSD. Que haya una TSM de 28°C da como resultado un decremento significativo en las actividades de convección profunda. El decremento en las actividades convectivas permite un incremento en la radiación solar y un incremento en la TSM, que vuelve a alcanzar un segundo máximo (28.5°C) a finales de agosto y principios de septiembre. Este incremento en la TSM da como resultado una convergencia hacia la ZCIT de los vientos cerca de la superficie oceánica, iniciando la convección profunda y consecuentemente se genera un segundo máximo de precipitación.

Se cree que existe una relación entre el Niño y la MSD, aunque ésta no sea clara. El desplazamiento hacia el sur de la ZCIT durante años Niño (Waliser, et al, 1993) y un decremento en la convergencia de la humedad sobre las aguas cálidas (Magaña, et al, 1997 pág. 39), influyen en la intensidad de la actividad convectiva, lo cual conlleva a una sequía

durante el verano, pero se ha observado que la MSD persiste sin importar si es año Niño o año Niña (Magaña, et al, 1999).

Finalmente, la MSD puede ser detectada a través de otros parámetros como las TSM mínimas y máximas en esta temporada, así como también en las actividades ciclónicas sobre el PNO (Magaña, et al, 1999).

2.1.3 Temporada de lluvias en el Pacífico nororiental II. El monzón de México.

En forma análoga al monzón asiático existe sobre el Noroeste de México y el Suroeste de los EUA (SOEU, esta región se muestra en la Figura 7), una temporada donde los registros de la precipitación media mensual y de la temperatura media mensual son similares a los del sur de Asia, en donde gran parte de la precipitación anual ocurre en un periodo corto de entre dos a cuatro meses y con las temperaturas del año más altas justo antes del inicio de esta temporada de lluvias. Además de que en algunas partes afectadas por este monzón la dirección de los vientos es revertida, en especial en el Golfo de California, esta inversión de los vientos es similar, pero en una escala mucho más pequeña que la de su contraparte asiática.

Las observaciones de los niveles en los que la atmósfera es relativamente más baroclínica e inestable, muestran una circulación monzónica con flujos atmosféricos del este provenientes del Golfo de México, y vientos del suroeste, provenientes del PNO, que convergen sobre la planicie central mexicana, lo cual muestra que en los niveles cercanos a la superficie, el PNO es una importante fuente de humedad en el verano en el occidente de México.

Durante el verano, la temperatura superficial del Golfo de California se eleva considerablemente, generando un gradiente vertical de temperatura en la troposfera baja, haciéndola muy inestable y favoreciendo un flujo de calor y humedad hacia la atmósfera, la cual genera convección y la formación de sistemas de nubes, que son transportados por efecto de las circulaciones locales (brisas y vientos de montaña), hacia las regiones montañosas de la Sierra Madre occidental, de Arizona y la península de BC. Por lo que de esta forma la temporada de lluvias en el SOEU y el noroeste de México ocurre durante el verano. En estas fechas en el desierto de Sonora y Baja California se presentan temperaturas altas y una baja presión en la troposfera inferior, esta situación favorece la convergencia de aire húmedo y cálido originario del Océano Atlántico y del Golfo de México con aire del PNO y del Golfo de California. Este monzón además de estar relacionado con el inicio de las lluvias en verano, también está relacionado con la formación de un centro de baja presión centrado en Sonora y Arizona, el cual a su vez está asociado con una circulación ciclónica sobre la Sierra Madre Occidental y las costas occidentales de México.

Las características y efectos de esta circulación monzónica sobre el clima de la región, muestran que el mayor porcentaje de la humedad está contenido en la troposfera baja y se asocia a máximos de precipitación de verano en el Noroeste de México (Sonora, BC y Baja California Sur y el SOEU, principalmente Arizona).

Durante el verano, un considerable porcentaje de humedad en el NOM (noroeste de México) y SOEU tiene su origen en las perturbaciones tropicales y CTs del PNO, en especial en los meses de agosto y septiembre, que es canalizada a lo largo del Golfo de California. Las primeras explicaciones acerca del origen de las lluvias en el NOM y SOEU, se asociaron al flujo horizontal del aire proveniente del Golfo de México, característico de los meses de verano. Algunos investigadores mostraron la importancia de la advección de humedad del mar Caribe y océano Atlántico hacia México y el sur de EUA. Esta idea ha ido perdiendo fuerza conforme han ido mejorando y creciendo los registros de esta región. Aunque es ampliamente aceptado

que la humedad del NOM y Arizona tiene su origen en los trópicos, no se ha llegado a cuantificar el aporte de cada fuente (si proviene del golfo o del PNO). Esto se debe principalmente a la escasez de observaciones y variabilidad de los mecanismos que controlan el clima.

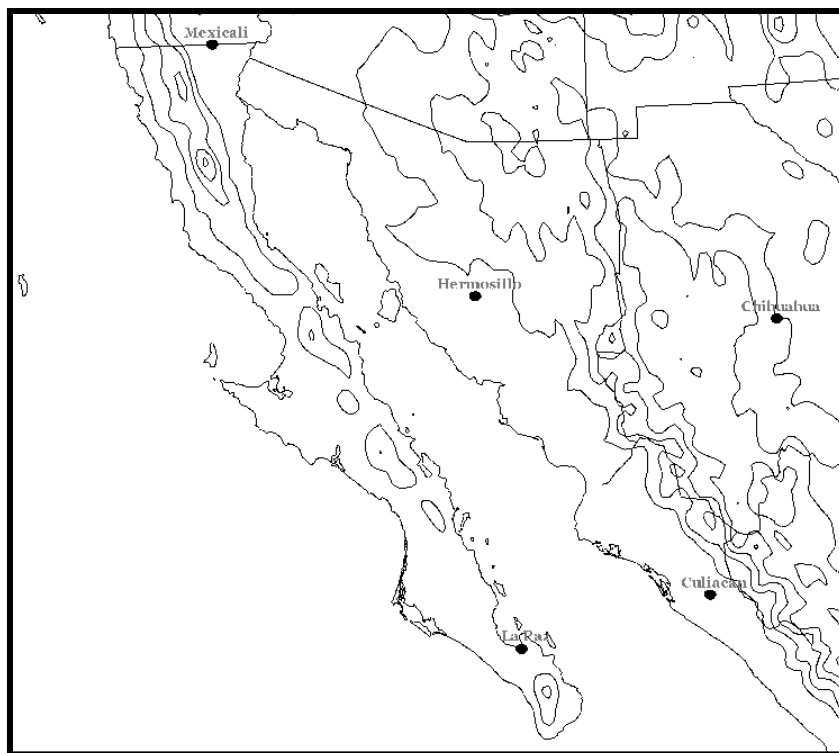


Figura 7. Mapa en donde se muestra el noroeste de México y las capitales de los estados de la región. Las curvas de nivel se muestran cada 500 metros.

Aunque se ha sugerido que gran parte de la humedad del verano en el desierto sonorense tiene su origen en el PNO, debido principalmente a que el nivel máximo de precipitaciones de la región se encuentra al oeste de la Sierra Madre Occidental de cara al Golfo de California y el PNO. En general, se cree que la humedad en la troposfera media y superior proviene del Golfo de México, mientras que la humedad observada en la troposfera baja proviene del PNO y del Golfo de California, debido a como ya se dijo, que la mayor cantidad de precipitación ocurre en la parte occidental de la Sierra Madre Occidental.

En la troposfera media (3000-5000m) la circulación del este y sureste domina toda la región central y oriental de México, con una circulación anticiclónica centrada en el Atlántico, entre los 25°N y 30°N. Los vientos de los niveles superiores de la troposfera (mayores a 5000m) muestran solo componente del este en la vertiente del Golfo y en el centro de México, con vientos del sur y suroeste sobre el desierto sonorense indicando que en estos niveles el viento proveniente del Golfo de México y el Atlántico es el principal medio de transporte de humedad hacia el noroeste, aunque con humedades relativamente bajas.

Se ha logrado identificar las surgencias de humedad, originadas en el PNO, con vientos del sur, que transportan una considerable cantidad de humedad hacia el SOEU a lo largo del Golfo de California, y que durante el verano están relacionadas con la lluvia en Arizona y el NOM sin

considerar B.C.S. Las observaciones regionales de radiosonda, globos piloto y de avión, muestran la existencia de un jet superficial proveniente del PNO y del Golfo de California que penetra en el NOM y en el SOEU el cual puede tener un efecto sobre los procesos de intercambio de energía y masa en la zona de interacción entre el mar y la atmósfera sobre el Golfo de California. Algunos resultados fortalecen la idea de que un considerable porcentaje de humedad proviene de procesos convectivos que ocurren sobre el Golfo de California. Aún no está claro cuanta humedad proviene de la evaporación del Golfo de California y cuanta es transportada desde el PNO.

Las precipitaciones en el noroeste de México son las más variables del país, las lluvias de verano en esta región representan entre el 60 y el 80% del total anual. El inicio de la temporada durante el mes de julio, contrasta dramáticamente con la sequía relativa de junio. En las décadas de 1980 y 1990 se ha estudiado la evolución diaria del campo de agua precipitable; el flujo horizontal del vapor de agua atmosférico y su relación con el campo de precipitación de verano. Estos estudios muestran que durante junio, el oeste mexicano está dominado por una circulación divergente (evaporación que excede a la precipitación), mientras que durante julio y agosto se tiene una clara convergencia (precipitación que excede a la evaporación) (Douglas, et al, 1993).

2.1.4 Circulación del aire en el Pacífico nororiental (Centroamérica y el sur de México).

Dado que la principal zona de ciclogénesis del PNO está localizada al sur de los 25°N de latitud y al este de los 120°O, es importante estudiar la circulación de los vientos en esta zona. Se han encontrado tres sitios que dan lugar a corrientes de chorro localizadas a lo largo de los pasos de montaña en Centroamérica y en el Istmo de Tehuantepec que, en principio, podrían impedir la formación de CTs en esas zonas muy específicas, también se han estudiado las variaciones que sufren a lo largo del año los vientos en esta región y su relación con la temporada de lluvias.

En general, la circulación en el PNO está afectada principalmente por los vientos alisios, mientras que en las costas occidentales centroamericanas y del sur de México debido a la orografía particular de esta zona existe otro factor importante: tres corrientes de chorro que atraviesan el continente americano en los pasos de montaña en Tehuantepec, Papagayo (Nicaragua) y Panamá.

La evolución a lo largo del año de estos factores determina la circulación general de los patrones de viento en el PNO; se ha observado que en invierno y a principios de primavera los vientos predominantes provienen del este mientras que en el verano invierten su dirección sobre la región central del PNO, cuando los vientos alisios del sur son muy intensos y alcanzan su máxima penetración hacia el norte durante la migración septentrional de la ZCIT, mientras que en junio se observan vientos débiles provenientes del oeste y del este en julio y agosto a pesar de que los vientos fuertes del sur tienden a girar hacia el este, y otra vez se presentan vientos del oeste en septiembre y octubre. Este patrón de circulación está relacionado con las corrientes de chorro de Tehuantepec y Papagayo que se fortalecen ligeramente a mediados del verano, coincidiendo con la MSD, debido a que la presión en el Golfo de México es mayor que la presión en el Golfo de Tehuantepec a lo largo de todo el año, con diferencias máximas en la presión superficial del más de 3.52 hPa en enero (Romero Centeno, et al, 2007).

A mediados de verano, cuando, la alta presión proviene de la prolongación hacia el occidente del centro de alta presión de las Azores-Bermudas, mientras que en invierno existe un centro

de alta presión en el sur de los EUA, que es cuando se fortalecen más las corrientes de chorro; así también existe en el Pacífico un centro de alta presión localizado al oeste de California, que varía a lo largo del año, pero que no influye tanto en el Golfo de Tehuantepec como los centros del oeste influyen sobre el mar Caribe o el Golfo de México.

La presencia de estas corrientes de chorro produce la generación de remolinos oceánicos, corrientes superficiales intensas, un incremento en los flujos de calor, un descenso de la TSM debido al ascenso del agua de las profundidades.

La circulación superficial del viento proveniente de la zona más oriental del PNO durante mediados de verano induce un flujo de humedad hacia el oeste en la troposfera inferior, desplazando las zonas de convergencia lejos de las costas y las confina hacia el sur del área de influencia de las corrientes de chorro asociados a los vientos del este, contribuyendo al desarrollo de la MSD en Centroamérica y el sur de México (Romero Centeno, et al, 2007).

2.1.5 El Niño-Oscilación del Sur (ENOS).

A pesar de que este fenómeno no ocurre en el PNO es un factor importante que influye en las temporadas de ciclones en todas las cuencas oceánicas, además de tener otros efectos “secundarios” de escala global. Es por esta razón que se discute someramente este fenómeno, a partir de una fuente de referencia básica.

A lo largo de la costa occidental de Sudamérica la corriente fría del Perú o de Humboldt avanza hacia el norte, los vientos del sur promueven un ascenso del agua fría hacia la superficie del mar, pero en los primeros días de invierno una corriente cálida proveniente del oeste se desplaza hacia el sur retirando la corriente fría. A este fenómeno se le llama El Niño, su nombre regional.

Bajo condiciones normales este calentamiento dura entre unas semanas y un mes, pero cada cierto “periodo” de entre dos y siete años esta corriente permanece por mucho tiempo (más de un mes) a este fenómeno muy intenso se le llama evento mayor de El Niño o simplemente El Niño. Cuando es muy intenso se tienen consecuencias negativas para la región puesto que la corriente fría que es portadora de nutrientes es reemplazada por una corriente cálida sin nutrientes.

Bajo condiciones normales en el Pacífico Tropical, los vientos alisios soplan hacia el oeste desde una región de alta presión sobre el Pacífico Oriental hacia una región de baja presión centrada en los alrededores de Indonesia. Estos vientos crean un levantamiento que lleva el agua fría de las profundidades hacia la superficie y arrastrándola hacia el oeste, mientras viaja hacia el oeste es calentada por la radiación solar, por lo que de esta forma el Pacífico Meridional es frío en el este y cálido hacia el oeste, a su vez, este arrastre de agua eleva el nivel del mar en el Pacífico suroccidental y lo baja en el Pacífico suroriental (PSO), produce una capa de agua cálida con mucha profundidad en el oeste y una corriente débil cerca del ecuador (llamada contracorriente) que avanza desde el oeste hacia el este.

Aproximadamente cada dos años el patrón de la presión superficial de la atmósfera aumenta en el Pacífico occidental, y en el PSO (véase la oscilación cuasibienal que afecta a los CTs del Atlántico, en la sección 1.3 **Mecanismos físicos necesarios que permiten la intensificación.**), disminuye. Este cambio en la presión debilita los vientos alisios, incluso llegando a revertir su dirección, estos vientos provenientes del oeste fortalecen la contracorriente, causando que se produzca un calentamiento de las aguas en las costas del PSO. Hacia el final de este periodo de calentamiento que puede durar entre uno y dos años, la presión atmosférica sobre el PSO

comienza a revertirse y comienza a incrementarse, mientras que en el Pacífico occidental cae. A esta oscilación en las presiones en los extremos del Pacífico meridional se le llama oscilación del sur.

Debido a que la presión se revierte en ambos extremos del Pacífico (la oscilación del sur) y el calentamiento del océano es aproximadamente simultáneo (un evento intenso de El Niño) se le llama El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Los eventos ENOS tienen una dinámica general semejante, aunque cada evento ENOS posee un comportamiento característico propio.

Durante eventos ENOS muy intensos (como el ocurrido entre 1982 y 1983 o entre 1997 y 1998) los vientos del este pueden revertir completamente su dirección. Estos vientos avanzan hacia el este arrastrando junto con ellos las aguas superficiales, ocasionando que el nivel del mar en el PSO se eleve, ocurriendo lo contrario en la vertiente opuesta.

La contracorriente eventualmente puede alcanzar temperaturas hasta 6°C mayores que las temperaturas normales del Pacífico ecuatorial y eventualmente esta corriente llega a las costas de Ecuador y Perú, evitando el ascenso de las aguas frías. Esta zona de agua muy cálida se puede extender desde la costa de Sudamérica hasta varios miles de kilómetros al oeste a lo largo del ecuador extendiéndose en ocasiones hasta latitudes más al norte del Ecuador. Tal superficie de agua anormalmente cálida puede modificar los patrones globales del viento. Una consecuencia inmediata es que esta agua cálida le agrega calor y humedad a la atmósfera, que se convierte principalmente en lluvia.

Este calor añadido por la evaporación de agua del PSO a la atmósfera, ocasionado por la librecación de calor latente debido a la condensación de agua, provoca un elevamiento de los vientos del oeste de tal forma que muchas regiones del mundo presentan lluvias excesivas, mientras que otras presentan sequías; sobre el Pacífico Central, el desarrollo de CTs se incrementa, y en el Atlántico el elevamiento de los vientos inhibe el desarrollo de sistemas convectivos que son necesarios para formar CTs. En la India, las condiciones generadoras del monzón tienden a debilitarse, aunque este debilitamiento no se observó en el evento ENOS de 1997, y en África meridional, Australia e Indonesia se generan sequías extremas. El mecanismo que hace que la TSM cálida influya a nivel global es algo muy poco conocido. Pero los efectos son muy evidentes.

Posteriormente a un evento tipo ENOS, los vientos regresan a la normalidad. Pero si los vientos son muy intensos, una gran masa de agua fría se puede extender sobre el PNO, inhibiendo la formación de sistemas convectivos en esta región. A este evento opuesto a El Niño se le llama La Niña (Ahrens págs. 190-193).

CAPÍTULO 3

RESUMEN DE TEMPORADAS.

Se revisaron las temporadas 2006, 2007, 2008 y 2009 de CTs en el PNO. En estas cuatro temporadas se reportaron unos 63 CTs de los cuales 28 alcanzaron la categoría de huracán y siete de ellos tocaron tierra (dos en agosto, dos en septiembre y tres en octubre). Además otras cinco tormentas tropicales (TTs) también tocaron tierra, un evento relevante fue que la TT Alma en el 2008 tocó tierra en las costas centroamericanas, algo que nunca antes había ocurrido desde que se tienen registros sobre esta cuenca, (Blake, et al, 2010).

La mayoría de los datos empleados en esta sección fueron obtenidos del sitio de internet del NHC, de la misión GOES-11 y de los modelos de precipitación de lluvia TRMM de la NASA.

Los huracanes (HRs) se desarrollaron entre julio y octubre, excepto en la temporada 2009 en la cual se formó un HR en junio, mientras que en la temporada 2006 se formó un HR en noviembre, el mes más activo fue el de agosto en el que se generaron en promedio 2.5 huracanes seguido de julio, donde se generaron 2 HRs.

A partir de las Figura 8C), 8D), 8E), 8F), 8G) y 8H), se observa que durante los meses de junio, julio y agosto las trayectorias de los HRs son en general de este a oeste, mientras que en septiembre y octubre tienden a recurvar. Los CTs que se forman a finales de agosto, comienzan a tener principalmente una componente meridional, Ileana (I06), que a pesar fue el HR que alcanzó la mayor latitud sin recurvar, John (J06) y Jimena (J09) (en la Figura 5E). Finalmente en el mes de noviembre la trayectoria del único HR, Sergio (2006) presentó una trayectoria errática parecida a una espiral. Se puede notar que a pesar de que hay HRs que no recurvaron en los meses de septiembre y octubre estos se formaron en longitudes mayores a los 110°O. Por lo que parece debe de ser necesario que un CT se forme en longitudes más orientales a los 110°O, justo al oeste de la isla Socorro, para que recurve.

Con la información de estas temporadas se puede conjeturar un patrón de trayectorias a lo largo de una temporada, de la siguiente forma: la formación de los HRs comienza a principios de junio, donde los HRs poseen principalmente una componente zonal, posteriormente a finales de agosto la componente meridional empieza a crecer al mismo tiempo que la componente zonal empieza a disminuir conforme el HR se acerca más a los polos, este cambio en la componente zonal sería más perceptible en los HRs que se forman en longitudes

menores a los 110°O, basado en Ivo (I07, Figura 8 F) que fue el que recurvó localizándose más hacia el occidente.

Año	2006	2007	2008	2009
Dep. T	3	4	2	2
TTs	8	7	9	11
Cat. 1	2	3	3	2
Cat. 2	3	0	2	1
Cat. 3	3	0	0	1
Cat. 4	2	1	1	2
Cat. 5	0	0	1	1

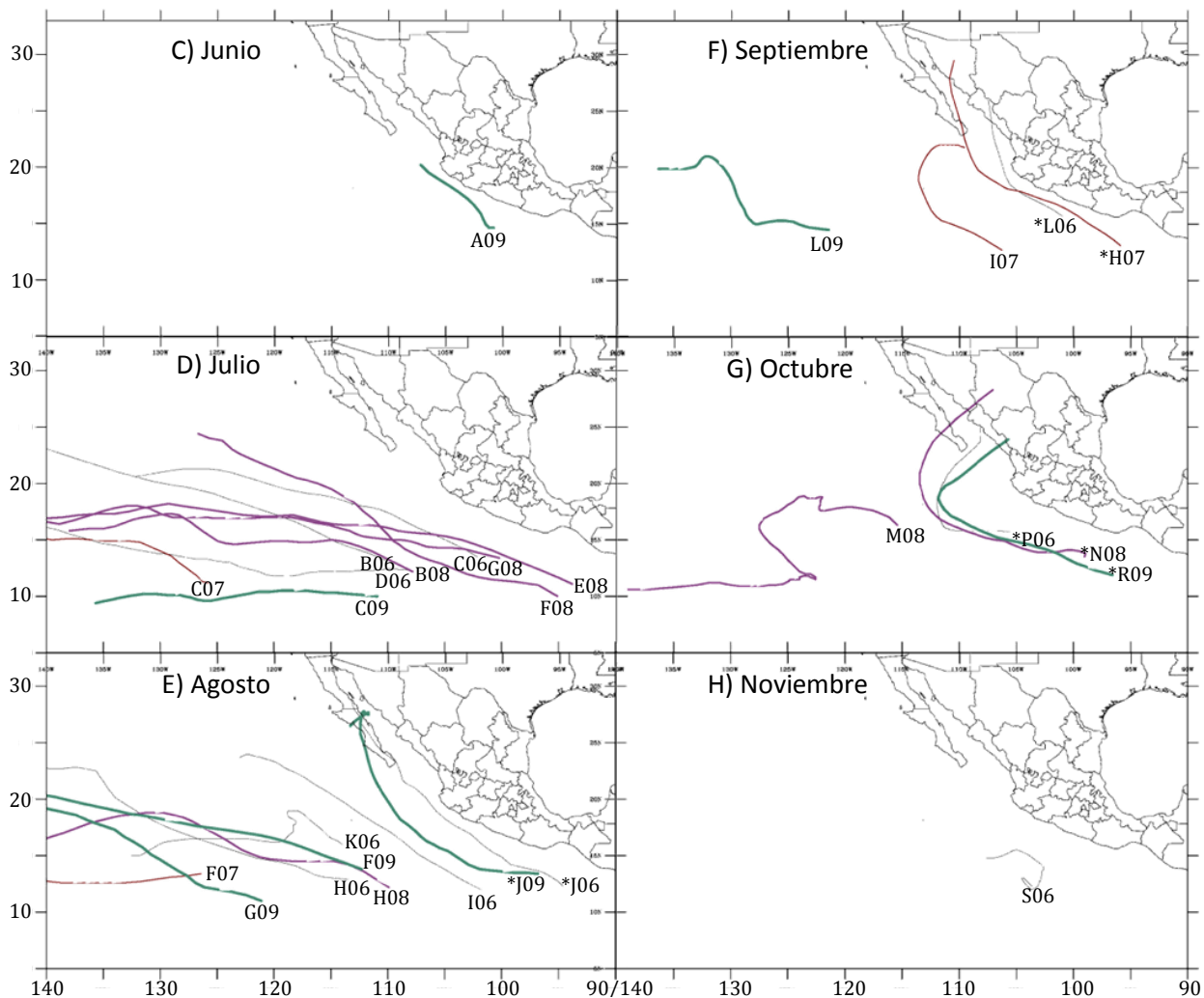
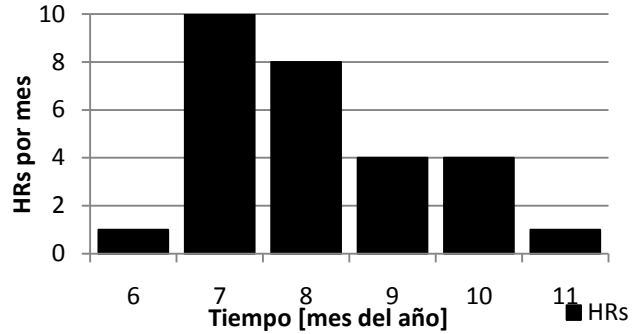


Figura 8. A) Número de TTs y Hrs por temporada. B) Histograma mensual de HRs durante las temporadas 2006-2009. C), D), E), F), G) y H) muestran las trayectorias de los HRs que se desarrollaron en el PNO, en gris se muestra la temporada 2006, en rojo la temporada 2007, en morado la 2008 y en verde la 2009. En cada caso se muestra la primera letra del nombre del HR, así como la temporada en la que se formó, con un asterisco se muestra si el HR recurvó; el lugar de formación lo indica la marca que caracteriza a cada CT. Por ejemplo: en H) Sergio formado en el 2006 se muestra con la clave S06 en el centro de la espiral. Datos obtenidos del sitio web del NHC (http://www.nhc.noaa.gov/tracks1949to2009_epa.txt).

Así, los HRs que se desarrollen en los meses de septiembre y octubre presentarían este tipo de trayectorias. En los meses de junio y noviembre no hay suficiente información para poder hacer conjeturas respecto a las trayectorias que en general seguiría un HR.

En resumen, los HRs durante los meses de junio, julio y agosto se mueven hacia el oeste, mientras que en septiembre y octubre se mueven hacia el noroeste y, dependiendo de la longitud en donde se forme el HR su componente zonal disminuye hasta cambiar de dirección conforme avanza hacia el norte. Así pues se puede considerar que la trayectoria de un HR parece estar muy influenciada por dos factores, la longitud y el mes en el que se forma.

De los 28 HRs que se produjeron en estas temporadas cuatro recurvaron, uno en septiembre y tres en octubre, de estos cuatro, tres tocaron tierra: Paul (2006), Norbert (2008) y Rick (2009). En estos meses se produjo la mayoría de impactos sobre tierra por parte de los HRs (Figura 9).

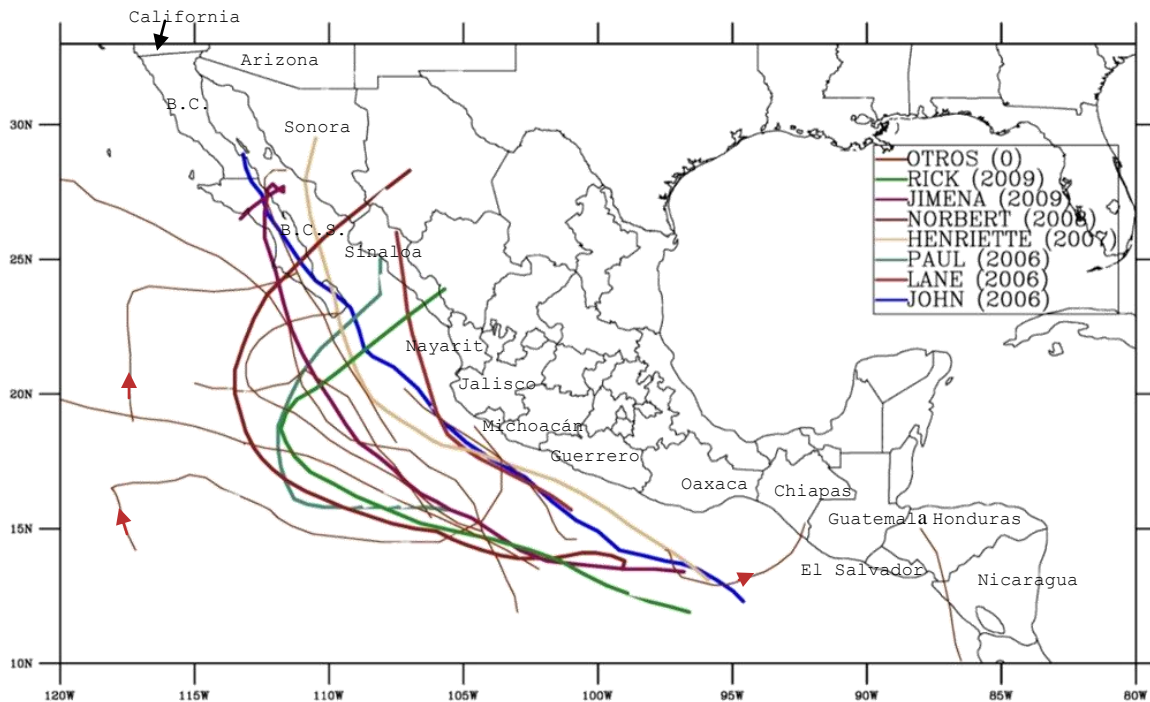


Figura 9. CTs que “interactuaron” con el continente americano, durante las temporadas 2006-2009. Las trayectorias de los CTs en color rojo, con el nombre de OTROS (0) se refiere a las TTs que interactuaron con el continente o a HRs que no tocaron tierra pero si interactuaron con tierra. Las flechas se refieren al lugar de formación de los CTs que tuvieron trayectorias hacia el este.

Hay que notar que no todos los CTs que interactúan directamente con el continente necesariamente tocan tierra, así en este periodo otros cinco CTs afectaron las costas centroamericanas y mexicanas sin tocar tierra, dando un total de 17 CTs que interactuaron con el continente (Pasch et al, 2009), (Ávila et al, 2009) y (Blake et al, 2010), es decir, que produjeron lluvias, vientos o mareas de tormenta atribuibles en forma directa a los CTs sobre

tierra firme sin necesariamente afectar en forma alguna a la población o sus intereses. En promedio 4.25 CTs por temporada interactuaron con el continente, de los cuales unos 2.5 CTs tocaron tierra y de estos 1.7 fueron HRs. Ni tampoco se deben de estimar los efectos de un CT basándose únicamente en la categoría de estos, puesto que hasta una “pequeña” depresión tropical puede ocasionar inundaciones o deslaves si las condiciones son favorables para la depresión, como en el año 2006 donde la depresión tropical 2-E (2006), que a pesar de que solo estuvo activa durante 36 horas y tener vientos máximos de 15ms^{-1} ocasionó lluvias intensas, deslaves e inundaciones en las costas de Guerrero (Ávila, 2006).

De acuerdo a (Pasch, et al, 2009), (Ávila, et al, 2009) y (Blake, et al, 2010) que a su vez se basan en reportes de prensa locales para evaluar los daños atribuibles a los CTs, reportan la muerte de 39 personas a los largo de estas 4 temporadas distribuidas de la siguiente manera:

Temporada	Víctimas fatales	Tormentas responsables
2006	13	John, Lane y Paul
2007	9	Henriette
2008	10	Alma, Julio y Norbert
2009	7	Andrés, Jimena y Rick
Promedio	9.75	2.5

Tabla 3. Víctimas fatales directamente atribuibles a CTs durante 2006-2009.

Se comparó este promedio con un registro de *19 años desde 1966 hasta 1983* (Allard, 1984 pág. 75) en donde se calculó un promedio de 34 víctimas fatales por temporada, la razón de este promedio tan elevado se debió a un evento extraordinario originado por el HR Liza en 1977 que produjo el desbordamiento de una presa en La Paz, B.C.S. ahogando algunos cientos de personas en la misma ciudad. Sino se considerara este evento extraordinario el promedio se reduce a 9.4 víctimas por temporada, cifra parecida al número promedio de víctimas de estas últimas temporadas.

Aunque no se reportan víctimas en los EUA también hubo una pequeña afectación en este país atribuible a los CTs durante estas cuatro temporadas, en donde la TT Lowell (2008) tuvo una influencia significativa directa sobre los EUA, ocasionando inundaciones y lluvias intensas. En Wichita Kansas se reportaron niveles de precipitación de hasta 261.9mm y registros sin precedentes de precipitación en Chicago, Illinois, también el HR John (2006) ocasionó inundaciones en Ciudad Juárez, Chihuahua, así como en El Paso, Texas en donde se reportaron 75mm de lluvia que ocasionaron el cierre de carreteras e inundaciones (Pasch, 2006). Los CTs también aportan grandes cantidades de precipitación al SOEU, solo que es mucho menor su impacto en esta zona que sobre México.

Para formarse una idea de la cantidad de CTs que llegan a los EUA y compararla con la cantidad de CTs que llegan a tocar tierra en México se enlistan algunos CTs que han ocasionado daños en los EUA, así como los CTs que han tocado tierra en California. Norma (1970) ocasionó lluvias severas y la muerte de 22 personas en California, los remanentes de Olivia (1982) ocasionaron intensas lluvias en el mismo estado (Allard, 1984 pág. 77), aunque estos CTs se disiparon mucho antes de tocar EUA. Los ciclones que tocaron tierra desde 1970

en EUA son: Hyacinth (1972) y Norman (1979) como depresiones y, Kathleen (1976) como TT en la cual perdieron la vida 5 personas y se reportaron inundaciones en California (Allard, 1984 pág. 77). Otras tres TTs han tenido trayectorias que han alcanzado (tocaron tierra en la península de Baja California pero se desplazaron hasta EUA) al estado de California después de tocar tierra en la península de B.C. son: Norman (1979), Rick (1997) y Nora (1997).

Finalmente otras dos TTs han tenido trayectorias que alcanzaron a llegar al estado de Arizona: Raymond (1989) y Lester (1992) (NHC, 2010). En términos generales se puede considerar que en promedio un CT toca tierra en California cada 13.3 años, considerando los tres CTs, Hyacinth, Kathleen y Norman, como los únicos CTs que tocaron tierra en California durante las temporadas del año 1970 a 2009, mientras que en México tocan tierra, en promedio, *31.2 CT cada 13 años*, considerando los CTs que tocaron tierra en México durante ese periodo. Nótese que el único estado de la costa oeste de los EUA por donde han tocado tierra los CTs es California.

En las siguientes secciones se muestran algunos datos particulares e interesantes de cada CT que afectó a las costas mexicanas durante las temporadas de 2006 a 2009, así como algunos comentarios breves acerca de las condiciones que imperaban en el PNO en el momento en que se produjeron los CTs y como influyen en la formación y en el desarrollo de cada CT analizado.

3.1 Temporada 2006.

Durante la temporada 2006 en el PNO, que inició el 27 de mayo y terminó el 20 de noviembre se desarrollaron dieciocho CTs, diez HRs y ocho TTs, y tres depresiones tropicales que no alcanzaron la fuerza de TT. Los HRs que se desarrollaron se muestran a continuación en la siguiente tabla así como el tiempo en el que estuvieron activos y si interactuaron de alguna forma con tierra. Respecto a las TTs que interactuaron con tierra, solamente Emilia y Norman lo hicieron, aunque mínimamente. Un resumen muy detallado ciclón por ciclón de esta temporada se puede encontrar en (Pasch, et al, 2009). Aquí solo se presenta, apoyándose en la información del TRMM disponible, la afectación de cada CT a las costas de México, así como una breve descripción de cada unos de los HRs que se presentaron en este año.

Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra	Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra
Aletta (TT)	27-31 de mayo	No	Kristy (HR1)	30 ags.-8 septiembre	No
Depresión 2-E	3-5 de junio	Si	Lane (HR3)	13-17 de septiembre	Si
Bud (HR3)	11-16 de julio	No	Miriam (TT)	16-18 de septiembre	No
Carlotta (HR1)	12-16 de julio	Si	Norman (TT)	9-15 de octubre	Si
Daniel (HR4)	16-26 de julio	No	Olivia (TT)	9-12 de octubre	No
Emilia (TT)	21-23 de julio	Si	Paul (HR2)	21-26 de octubre	Si
Fabio (TT)	28 de jul-3 de ags.	No	Depresión 18-E	26-27 de octubre	No
Gilma (TT)	1-3 de agosto	No	Rosa (TT)	8-10 de noviembre	No
Héctor (HR2)	15-23 de agosto	No	Depresión 20-E	11 de noviembre	No
Ileana (HR3)	21-27 de agosto	Si	Sergio (HR2)	13-20 de noviembre	No
John (HR4)	28 ags-4 sept.	Si			

Tabla 4. CTs que se produjeron en la temporada 2006 del PNO. El número a la derecha del HR se refiere a su categoría en la escala Saffir-Simpson.

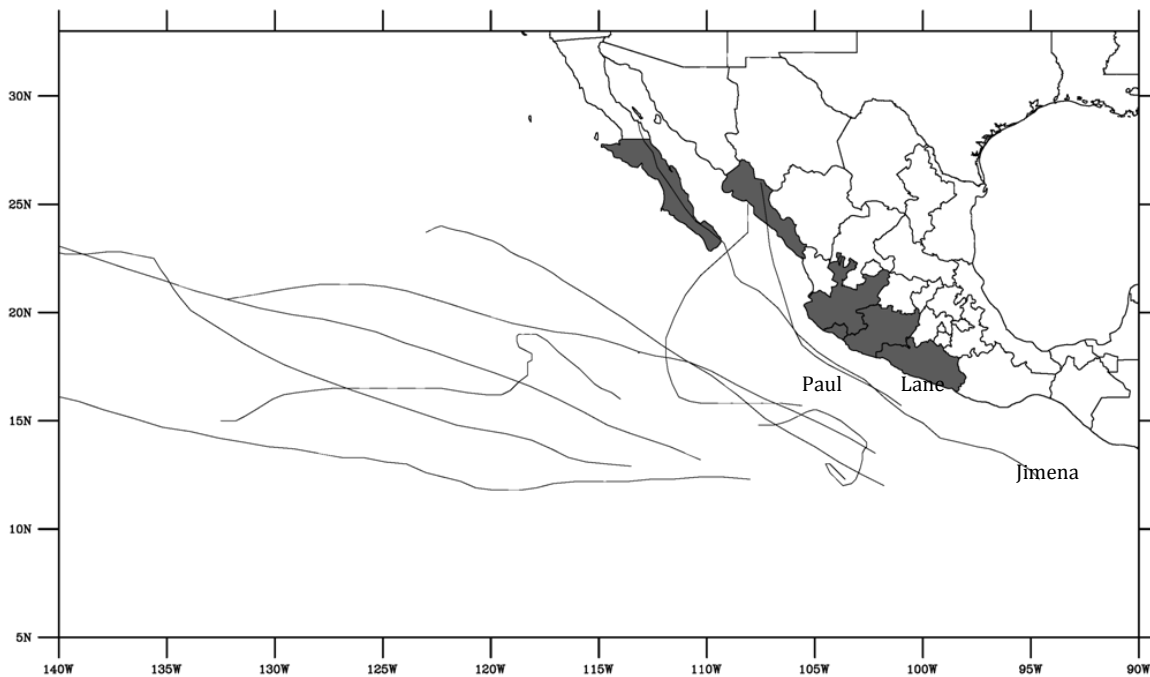


Figura 10. Trayectorias de los HRs que se desarrollaron en el 2006 y los nombres de los CT que tocaron tierra en esa temporada. Los estados que resultaron más afectados se muestran sombreados.

A través de la observación de diferentes mapas sinópticos proporcionados por el NHC en el sitio ftp (ftp://ftp.nhc.noaa.gov/pub/tafb_misc_maps/surface/pdf/) se pudo observar que los HRs que tocaron tierra en esta temporada se formaron a partir de ondas provenientes del este. A partir de reportes detallados de cada huracán se identificó que los estados que fueron afectados directamente por los CTs debido a lluvias intensas, evacuación de poblaciones, mareas de tormenta en ciudades costeras, deslaves, etc., fueron B.C.S., Colima, Guerrero, Jalisco, Michoacán y Sinaloa (Figura 10). Lo cual no quiere decir que otros estados no recibieron lluvia asociada al CT o que alguno de estos estados haya sido afectado en su totalidad por el CT.

3.1.1 Bud y Carlotta (11-16 de julio).

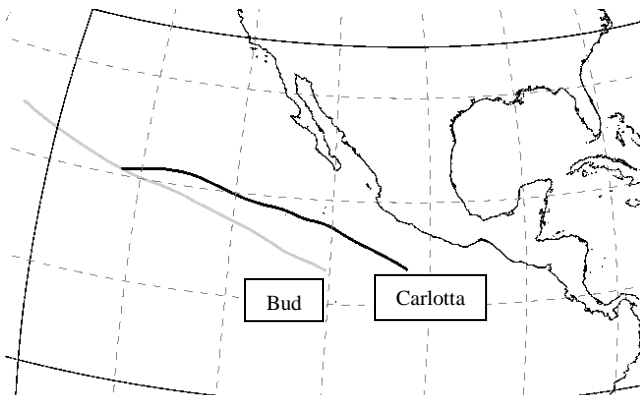


Figura 11. Trayectorias de Bud (11-16 de julio) y Carlota (12-16 de julio), la gradícula es igual a la de la Figura 4.

Fueron los primeros HRs (Tabla 4) de la temporada 2006 y se formaron casi al mismo tiempo. Bud se desarrolló a partir de la depresión tropical 3-E, que en menos de 6 hrs pasó de ser depresión tropical a convertirse en la primera TT de la temporada el 11 de julio. Al este de Bud, sobre el Golfo de Tehuantepec se encontraba la depresión tropical 4-E, que daría origen a Carlotta, rodeada de varios sistemas tan al norte como el estado de Jalisco y al oeste. A su vez

ambas depresiones tropicales se formaron a partir de ondas del este.

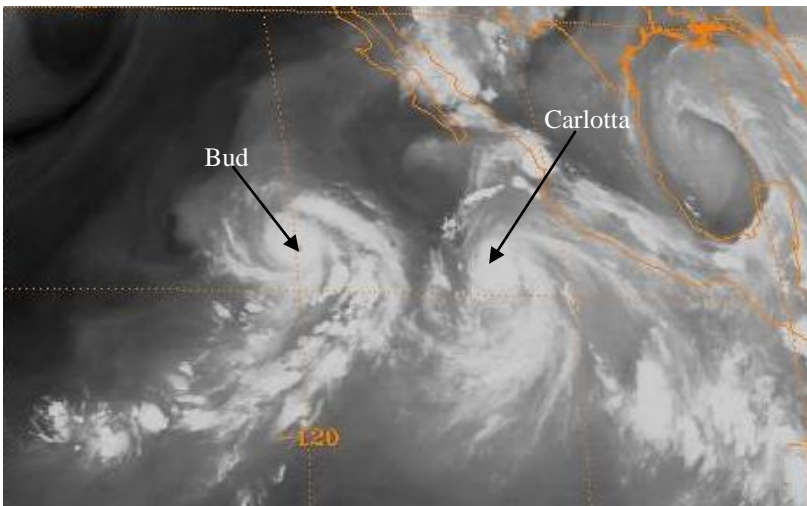


Figura 12. Bud y Carlotta. Imagen tomada el 13 de julio a las 0600 UTC por el satélite GOES-11 en la banda de vapor de agua ($6.7 \mu\text{m}$) en el momento en el que se registró la presión más baja en el centro de Bud (953 hPa), así como el momento en el que Carlotta alcanzó la categoría de HR. Se puede observar que las bandas más exteriores de Carlotta alcanzan las costas de México.

Bud se intensificó rápidamente y se convirtió en HR el 12 de julio (vientos de hasta 56 ms^{-1}), ese mismo día la depresión tropical 4-E se convirtió en la TT Carlotta. Carlotta alcanzó la categoría de HR el día 13 de julio, con vientos de hasta 39 ms^{-1} . Bud mantuvo su categoría de HR hasta el 14 de julio y Carlotta hasta el 15 de julio.

En sus inicios, Carlotta se presentó como un sistema muy disperso en el cual sus cinturones de

nubes más externas alcanzaron las costas de México (Figura 12) y produjo lluvias en algunas zonas de la costa, principalmente en el estado de Guerrero.

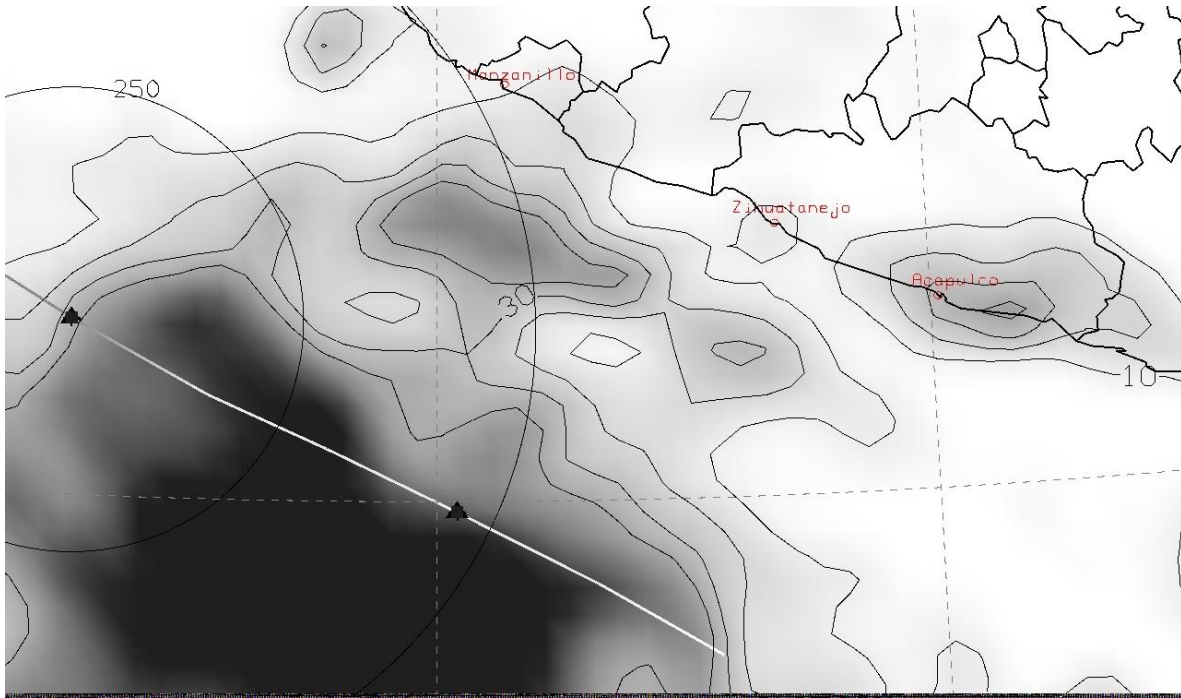


Figura 13. Lluvia acumulada desde el día 12 a las 0000UTC hasta el día 13 a las 0600UTC. Las curvas de nivel se muestran cada 10 mm de lluvia acumulada durante este periodo de tiempo, el triángulo centrado en los anillos cada 250 km representa el momento en el que Carlotta ascendió a la categoría de Huracán y el otro triángulo muestra la posición de Carlotta en el momento que aportó la mayor cantidad de lluvia (0900UTC del día 12). Las bandas más externas de Carlotta se localizaban dentro de estos anillos cuando sucedió la precipitación en la zona más meridional de Guerrero, al este-suroeste de Acapulco (triángulo no centrado). Datos proporcionados por el servicio de la NASA Giovanni - TRMM Online Visualization and Analysis System (TOVAS) en el sitio web <http://gdata2.sci.gsfc.nasa.gov>. También se muestra la trayectoria de Carlotta (línea blanca con gris que se corresponden con los estados de TT y HR respectivamente).

El día 13 se registraron precipitaciones sobre diversas zonas en las costas de Guerrero asociadas a las bandas exteriores de nubes provenientes de Carlotta. El criterio seguido para determinar si la lluvia provenía de Carlotta o no se hizo comparando las imágenes de satélite con los datos disponibles de lluvia. Este mismo criterio se empleó para todos los CTs de las temporadas analizadas.

En la Figura 13 se puede observar el total de lluvia acumulada durante ese periodo de 30 horas. De esta forma se puede observar que en Acapulco se registraron 30 mm de lluvia, en Zihuatanejo 10 mm y en Manzanillo menos de 10mm de lluvia acumulada. Solamente en una pequeña zona de Guerrero se observaron acumulaciones de más de 40mm de lluvia.

Los datos de lluvia reportados provienen de la misión TRMM de la NASA y AJAX (todos los datos de lluvia en este trabajo provienen de esta misión, a menos que se especifique otra fuente) y concuerdan en un 80% con lo reportado por Pasch, et al, 2009 en donde se menciona que Acapulco recibió unos 25 mm de lluvia, aunque no se menciona en qué periodo de tiempo ni tampoco se mencionan registros de lluvia en las otras dos ciudades mencionadas

anteriormente, posiblemente debido a que es mínima la cantidad de precipitación acumulada en esas otras dos ciudades como para ser considerada. Debido a la cantidad despreciable de precipitaciones y a la lejanía de Carlotta no se reportaron daños originados por este HR tanto por las precipitaciones como por los vientos en las costas del Sur de México.

El día 13 las bandas más exteriores dejaron de proveer lluvia a la costa, aunque su presencia se mantuvo sobre las costas durante ese día, pero siguió fortaleciéndose durante todo ese día, hasta alcanzar su máxima intensidad (39 ms^{-1}) a la par que se alejaba de la costa (a 600 km de la costa) con rumbo oeste-noroeste.

3.1.2 Daniel (16-26 de julio).

Daniel tuvo una dirección durante todo su periodo de actividad hacia el oeste sobre los 10°N en la ZCIT, alcanzó la categoría 4 con vientos de hasta 67 ms^{-1} durante el 21 de julio hasta el 22 de julio y una presión mínima de 933 hPa. Debido a la trayectoria de Daniel no ocasionó ningún efecto sobre las costas de México.

Daniel se formó a partir de una onda del este que se rodeó de sistemas convectivos sobre la ZCIT al sur de las costas de Guerrero, aproximadamente a los 10°N y los 105°O , cuando Carlotta se había empezado a debilitar en 17.9°N , 119.6°O . El 16 de julio se había convertido en una zona de baja presión y el 17 de julio se había convertido en la depresión tropical 5-E, ese mismo día alcanzó vientos de 18 ms^{-1} con lo cual se convirtió en la TT Daniel. Finalmente alcanzó la categoría de huracán el día 18 y se siguió fortaleciendo, al tiempo que mantenía su dirección hacia el oeste sobre la ZCIT.

Comenzó a disiparse el 25 de julio antes del mediodía, cuando se convirtió en TT en los 15°N , 143°O al norte de la ZCIT y el 26 al mediodía se había convertido en una depresión tropical al sureste de las islas Hawaianas. En esos momentos la TT Emilia pasaba cerca de B.C.S. Daniel se disipó totalmente antes del 27 de julio.

3.1.3 Emilia (21 -31 de julio).

A pesar de que Emilia solo alcanzó la categoría de TT provocó afectaciones a la población del estado de B.C.S. y ocasionó daños menores en algunas marinas en la punta sur de B.C.S., así como daños en la red de suministro eléctrico y pequeñas inundaciones en los alrededores de los Cabos (Stewart, 2006).

Se formó a partir de una onda tropical que cruzó Centroamérica el día 20 de julio, cuando el sistema se empezó a organizar dando lugar a la convección profunda y alcanzó la categoría de TT el día 22 (15.3°N , 104.6°O) con vientos máximos de hasta 18 ms^{-1} localizándose en la ZCIT, posteriormente se alejó hacia el norte de esta zona después del día 23. Durante el tiempo en el que estuvo activa Emilia se encontraba un centro de baja presión sobre Arizona y California. Este centro de baja presión se encontraba rodeado por la isóbara de los 1008 hPa, la cual alcanzaba a envolver a Emilia formando un canal de baja presión desde el sur de las costas de Guerrero, a los 15°N aproximadamente, hasta el norte de Arizona, aproximadamente a los 35°N . Emilia se movió a lo largo de este canal durante todo el tiempo en el que permaneció activa. Durante estos días se reportaron lluvias en el estado de Nayarit, aunque de acuerdo a

las estimaciones del TRMM y basándose en imágenes del Satélite GOES-11 se observó que estas lluvias no provenían directamente de esta TT sino de otros sistemas convectivos.

En las inmediaciones de Emilia se observó la presencia de un gran sistema de nubes sobre los estados de Colima y las costas de Jalisco y Nayarit, cuando la TT se encontraba desplazándose sobre los límites occidentales de este frente, produciendo precipitaciones de más de 50mm en menos de 24 horas a un poco más de 100km de la costa oeste de México. Por esta razón, además de la generación de condiciones adversas a la navegación y una posible afectación a las poblaciones costeras se emitieron alertas desde Manzanillo, Col., hasta Punta Eugenia, B.C.S. del 22 al 26 de julio (Stewart, 2006) mientras Emilia se desplazaba a lo largo de dichas costas.

Aunque Emilia se confunde en las imágenes de satélite con el frente sobre el cual se desplaza solamente produjo precipitación en tierra sobre B.C.S. durante poco menos de dos días, desde el 25 de julio hasta el 27 de julio, en este intervalo de tiempo en el que alcanzó su intensidad máxima entre las 0000UTC y las 1200UTC del día 26 con vientos de hasta 26ms^{-1} en los 24.4°N , 110.7°O (Figura 14) cuando pasó a aproximadamente unos 110km de las costas de B.C.S., siendo este el punto más cercano a tierra.

Las ciudades que recibieron lluvia por esta TT de acuerdo a las estimaciones del TRMM se presentan en las tablas 5 y 6 (Figura 14 y Figura 15). No se poseen datos de marea u oleaje para evaluar globalmente su impacto sobre la costa de B.C.S. y el Pacífico mexicano:

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
mm de lluvia	< 15	17	25
Ciudad o población	Ciudad Insurgentes	La Paz	Ciudad Constitución
mm de lluvia	25	30	30

Tabla 5. Lluvia acumulada en diversas poblaciones de B.C.S. debido al paso de Emilia dese el 18 de julio a las 1800UTC al 26 de julio a las 1200UTC).

Población o región	Puerto Vallarta	Mazatlán	Islas Marías
Lluvia de Emilia [mm]	5	5	45
(sistema convectivo) [mm]	(20)	(10)	(15)
Población o región	Tepic	Acapulco	Manzanillo
Lluvia de Emilia [mm]	5	15	25
(sistema convectivo) [mm]	(25)	(5)	(45)
Población o región	Colima	Zihuatanejo	Isla Socorro
Lluvia de Emilia [mm]	10	5	35
(sistema convectivo) [mm]	(20)	(15)	(--)

Tabla 6. Lluvia acumulada en diversas poblaciones del Pacífico mexicano debido al paso de Emilia y en paréntesis se muestra la lluvia debida al sistema convectivo que acompañó a Emilia en sus etapas iniciales (22 de julio a las 0600UTC al 24 de julio a las 1800UTC).

El criterio determinado para discernir si la lluvia provenía o no de Emilia (Tabla 6) fue el siguiente:

- A partir de las imágenes del satélite GOES-11 se determinó que existían dos estructuras que estaban unidas y que se fueron separando conforme Emilia se dirigía al oeste de B.C.S., Emilia y un gran sistema de nubes sobre el centro de México.

3.1.4 Héctor (15 al 23 de agosto) y la MSD, Ileana (21-27 de agosto).

Después de casi un mes de actividad ciclónica ininterrumpida en el PNO, que inició el 11 de julio con Bud y Carlotta y que finalizó el 3 de agosto con las TTs Fabio y Gilma, se presentó una pequeña interrupción de casi dos semanas en la formación de CTs.

Después de esta breve pausa en la actividad ciclónica, Héctor se formó a partir de una onda del este que se convirtió en la depresión tropical 9-E el 15 de agosto en los 13°N, 114°O sobre la ZCIT. En esta fase de desarrollo, Héctor que mantuvo una dirección hacia el oeste y hacia el oeste-noroeste, pronto adquirió la categoría de TT el día 16 con vientos máximos de 21ms⁻¹.

A partir del día 17 la trayectoria de Hector es hacia el oeste-noroeste, siguió intensificándose hasta convertirse en huracán ese mismo día con una intensidad de 39 ms⁻¹. Se mantuvo en la categoría de HR hasta el día 20 cuando comenzó a disiparse y convertirse en TT se localizaba ligeramente al norte de la ZCIT, casi a los 20°N en los 133°O, destruyendo la ZCIT en esa región. Hector prosiguió su rumbo hacia el oeste debilitándose y disipándose finalmente el 24 de agosto en los 23°N, 143°O.

Por otra parte, Ileana comenzó a formarse a partir de una onda tropical que entró en el PNO el 16 de agosto y comenzó a rodearse de varios sistemas convectivos (Blake, 2006). El día 21 a las 1200UTC la onda se había convertido en una zona de baja presión rodeada de varios sistemas convectivos, 24 horas después ya se había formado la TT Ileana y 48 horas después había alcanzado la categoría de HR, durante este tiempo se localizaba en la ZCIT mientras comenzaba a desplazarse hacia el noroeste rumbo a las islas Revillagigedo. Cuando pasó cerca de la isla Socorro una estación de la Marina mexicana reportó vientos sostenidos de 26ms⁻¹ durante quince minutos desde las 1500UTC hasta las 1530UTC del día 23 (Blake, 2006).

Ileana se intensificó ininterrumpidamente desde su formación hasta el día 24, cuando alcanzó su intensidad máxima de 53 ms⁻¹ para después empezar a debilitarse ininterrumpidamente hasta disiparse por completo el 29 de agosto.

De acuerdo a las imágenes del GOES-11 y las estimaciones del TRMM (no mostradas) las bandas más externas de Ileana alcanzaron a producir una mínima precipitación en B.C.S. sobre la Sierra de La Laguna y al sur de ciudad Constitución. A continuación se muestra una tabla de las ciudades y comunidades que recibieron lluvia por parte de Ileana:

Ciudad	La Paz	Santiago	Los Barriles
mm de lluvia	< 5	5	10
Ciudad o región	Ciudad Constitución	Sierra de La Laguna	---
mm de lluvia	10	30	---

Tabla 7. Nivel de precipitación que obtuvieron algunas ciudades o regiones en B.C.S. debido a Ileana.

3.1.5 John (28 de agosto al 4 de septiembre).



Figura 17. Trayectoria de John (línea gris). Se fue acercando a la costa conforme avanzó hacia el noroeste. Se muestra la distancia máxima y mínima entre John y la costa del Pacífico mexicano.

De acuerdo a Pasch, 2006, John causó la muerte de 5 personas en B.C.S., inundaciones y grandes daños en las ciudades de La Paz, Mulegé y otras 15 poblaciones a lo largo del estado. Fue el primer CT que tocó tierra en esta temporada.

El día 28 de agosto a las 0000UTC, sobre una onda del este que se encontraba en el Golfo de Tehuantepec (y a la vez sobre la ZCIT) se estaban formando sistemas de convección, a la par que

se mostraban signos de organización y vorticidad. Ese mismo día, los sistemas convectivos habían adquirido la intensidad suficiente para alcanzar la categoría de depresión tropical (11-E). El sistema se siguió fortaleciendo rápidamente y a las 2100 UTC se había formado sobre el Golfo de Tehuantepec la TT John desplazándose hacia el oeste-noroeste y quince horas después John alcanzó la categoría de HR.

Durante el periodo en que John presentó actividad se observó un centro de baja presión localizado en el estado de Arizona, este centro es una región de presión mínima (entre 1000 y 1004 hPa) en Arizona y forma un canal, delimitado por la isóbara de los 1008 hPa, que se extiende hasta la ZCIT.

Por este canal, John se desplazó desde sus orígenes en la ZCIT, a través de este canal de baja presión a la par que se fortalecía, razón por la cual pasó sobre B.C.S. y debilitándose rápidamente mientras se desplazaba por la península. En contraste, el HR Kristy que también se encontraba dentro de la isóbara de 1008 hPa no se acercó hacia el centro, aunque si alcanzó a mostrar una componente en su dirección hacia el noreste.

Durante los ocho días que permaneció activo John siguió una trayectoria hacia el noroeste, casi paralela a la línea de costa occidental de México acercándose cada vez mas a tierra firme, desde Chiapas (a unos 350 km al suroeste de Puerto Chiapas), hasta Colima (a menos de 100 km al este de Manzanillo), para posteriormente alejarse de la costa debido a la forma de ésta (Figura 177) y posteriormente tocar tierra en B.C.S.

La afectación de John sobre México se puede dividir en tres partes, del 28 al 31 de agosto las precipitaciones se dieron exclusivamente en el occidente de México, el 1 y 2 de septiembre las precipitaciones se dieron en Nayarit, Sinaloa y la punta sur de B.C.S. y finalmente el 3 y 4 las

precipitaciones más intensas se dieron en el norte de B.C.S. y las costas de Sonora. Debido a John se emitieron alarmas desde Acapulco a Mulegé (Pasch, 2006). En estos días además de John se encontraba otro sistema que provocó fuertes lluvias en los estados de Chihuahua, Sonora y Texas, EUA por lo que varias ciudades en Sonora y Chihuahua recibieron precipitaciones asociadas tanto a este sistema como a John, de estas ciudades interiores, solamente se analizó el caso de Ciudad Juárez, Chihuahua debido a que se tienen referencias adicionales.

Esta ciudad recibió 50 mm de lluvia del 31 de agosto al 3 de septiembre, cuando estaba fuera del alcance de John, posteriormente, mediante la observación de las imágenes del GOES-11 y con datos de TRMM, recibió más precipitación debido a los remanentes de John (alrededor de unos 50 mm). Mientras que Pasch, 2006 reporta unos 76 mm de lluvia asociados a los remanentes de John, en El Paso, Texas, ciudad colindante con Ciudad Juárez.

En su máxima extensión, el 31 de agosto, cuando su centro alcanzó la presión más baja (948hPa), John alcanzó a cubrir el centro de México hasta el estado de Veracruz con un radio mayor a 700km. Gracias a las estimaciones de TRMM y a las imágenes del GOES-11 se ha observado que las precipitaciones más intensas (mayores a 100 mm en 24 horas) se localizaron al noreste y a menos de 200 km del centro de John.

Tocó tierra el 2 de septiembre en cabo del Este, B.C.S. con vientos de hasta 49ms^{-1} , en su paso por B.C.S. muchas poblaciones se encontraron a menos de 10 km del centro de John, de acuerdo a su “mejor trayectoria”, y recibieron más de 100 mm de lluvia. Por ejemplo, John pasó cerca de la periferia de La Paz en donde se acumularon alrededor 110 mm de lluvia.

En la Tabla 9 se puede observar que el error porcentual es casi el mismo (Santiago, Loreto, Santa Rosalía) excepto en la ciudad de San José del Cabo donde el error porcentual es poco menos del doble que en los casos anteriores.

Momentos antes de tocar tierra John, provocó precipitaciones máximas con niveles medios de 20 mm cada 3 horas, con lo cual al liberar al calor del vapor se intensificó un poco y pasó de tener vientos con intensidad de 46ms^{-1} a tener vientos con intensidad de 51ms^{-1} entre las 0600UTC y las 1800UTC (Pasch, 2006) del 1 de septiembre, posteriormente, al entrar a tierra provocó precipitaciones máximas con niveles medios de 20 mm cada tres horas durante el 2 de septiembre al tiempo en que se fue debilitando.

Respecto a los daños, John ocasionó grandes daños en las ciudades de La Paz, Mulegé, el desbordamiento de la presa Iguagil en el municipio de Comondú (cerca de Ciudad Constitución), la pérdida de grandes zonas de cultivo y numerosas cabezas de ganado a lo largo de B.C.S. En la costa occidental de México también se reportaron mareas de tormenta, de hasta un metro de altura en el puerto de Acapulco, deslaves de cerros y carreteras debido a las fuerte precipitaciones en el estado de Guerrero.

Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
mm de lluvia (1-2 sep)	135	135	105
Lluvia reportada	160	---	90
Error porcentual	-15%		16%
Ciudad o población	San Carlos	Ciudad Constitución	C. Insurgentes
mm de lluvia (2-3 sep)	15	25	40
Lluvia reportada	---	50	---
Ciudad o población	Loreto	Mulegé	Santa Rosalía
mm de lluvia (2-3 sep)	80	95	85
Lluvia reportada	94	---	146
Error porcentual	-15%		-41%

Tabla 9. Precipitación acumulada en diversas ciudades o poblaciones de B.C.S. comparadas con los valores reportados en (Pasch, 2006). El error porcentual es calculado tomando como referencia el valor reportado.

3.1.6 Kristy (30 de agosto al 8 de septiembre).

Fue un huracán “pequeño” (Figura 19) que se formó a partir de una onda del este. El día 30 de agosto a las 0000UTC ya se habían observado sistemas convectivos alrededor de la zona de baja presión que formaría a Kristy y en 30 horas ya se había convertido en un HR. Durante los días 30 y 31 Kristy había mantenido un rumbo hacia el noroeste, paralelo a John, intensificándose. Posteriormente cambio su rumbo hacia el este durante el 1 de septiembre cuando cambio de rumbo se debilitó, esto le pasaba cada vez que cambiaba de rumbo, los días 2, 3 y 4 se movió lentamente con una dirección en general hacia el sur, y los otros 4 días restantes en los que presentó actividad tuvo un rumbo hacia el este.

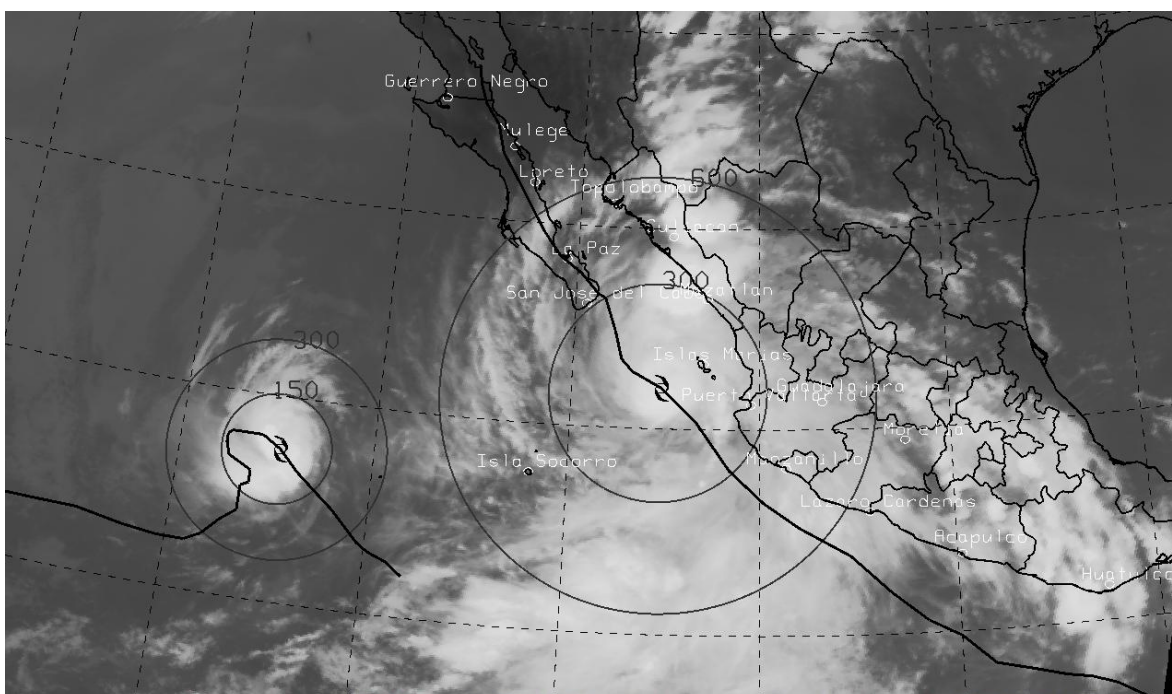


Figura 19. John (derecha) y Kristy (izquierda). Imagen en infrarrojo del satélite GOES-11 tomada el 1 de septiembre a las 0000UTC. Se muestran las mejores trayectorias en negro. Los círculos concéntricos se muestran en km. Nótese la diferencia de tamaños entre Kristy y John.

antes de 15 horas ya se había convertido en depresión tropical sobre la Sierra Madre Occidental. Se disipó a las 1800UTC sobre la Sierra Madre Occidental.

Lane ocasionó precipitaciones en todo el occidente del país, desde Guerrero hasta Sinaloa, con una distribución de lluvias intensas al noroeste del centro de Lane dentro de un radio medio de 350 km y máximo de hasta 450 km, mientras que las lluvias moderadas o ligeras presentan una distribución aproximadamente radial alrededor del centro de Lane hasta una distancia de 650 km. Estas precipitaciones intensas ocasionaron inundaciones en diversas ciudades costeras y grandes daños en la agricultura en Sinaloa y se emitieron alertas a lo largo de toda la costa occidental desde Manzanillo hasta Topolobampo debido al paso de Lane (Knabb, 2006).

Si se compara la Tabla 11 con la Tabla 8 se puede observar que Lane, en general aportó una cantidad de lluvia menor a John en las costas del Pacífico mexicano. En contraste con (Pasch, et al, 2009) se reportan unos 260 mm de lluvia en 24 horas en la comunidad de San Lorenzo, al norte de El Rosario y al este de Mazatlán, mientras que las estimaciones TRMM muestran que en esta región (óvalo punteado en la Figura 21A) el nivel de precipitación acumulado es de menor a los 100 mm para un periodo menor a 48 horas.

En el momento de tocar tierra algunas estaciones meteorológicas registraron vientos sostenidos a lo largo de un minuto de hasta 43 ms⁻¹ y ráfagas de 54 ms⁻¹. Desde antes que Lane tocara tierra ya había mucha afectación en tierra, desde la inundación de áreas rurales hasta la destrucción de un puente entre Culiacán y Mazatlán. Mientras que en los estados de Michoacán, Jalisco y Colima se tuvieron que evacuar cientos de personas, mientras que en el puerto de Acapulco se presentaron inundaciones de hasta un metro de altura (Pasch, et al, 2009).

Ciudad o población	Escuinapa	El Rosario	Mazatlán
mm de lluvia (antes)	65	65	105
mm de lluvia (después)	15	15	20
Ciudad o población	La Cruz	El Dorado	Culiacán
mm de lluvia (antes)	60	35	25
mm de lluvia (después)	20	35	15
Ciudad o población	Navolato	Guasave	Mocorito
mm de lluvia (antes)	25	<5	<5
mm de lluvia (después)	25	10	5

Tabla 10. Niveles de precipitación en las cabeceras municipales más pobladas del estado de Sinaloa y las poblaciones de El Dorado y La Cruz, debido al paso de Lane, durante 42 horas (antes) desde el día 15 a las 0300UTC al momento de tocar tierra (16 a las 2100UTC) y durante las siguientes 6 horas (después) desde que tocó tierra hasta que ya no hubieron lluvias sobre el estado, de acuerdo al TRMM.

Las estimaciones de lluvia de TRMM provenientes de Lane en las diversas ciudades costeras del Pacífico mexicano fueron las siguientes:

Ciudad o población	Salina Cruz	Huatulco	Pto. Ángel
mm de lluvia	---	5	5
Ciudad o población	Pto. Escondido	Acapulco	Zihuatanejo
mm de lluvia	5	40	35

Ciudad o población	Lázaro Cárdenas	Manzanillo	Barra de Navidad
mm de lluvia	35	50	55
Ciudad o región	Pto. Vallarta	San Blas	Islas Marías
mm de lluvia	65	55	240

Tabla 11. Cantidad de precipitación acumulada a lo largo de la costa del Pacífico mexicano.

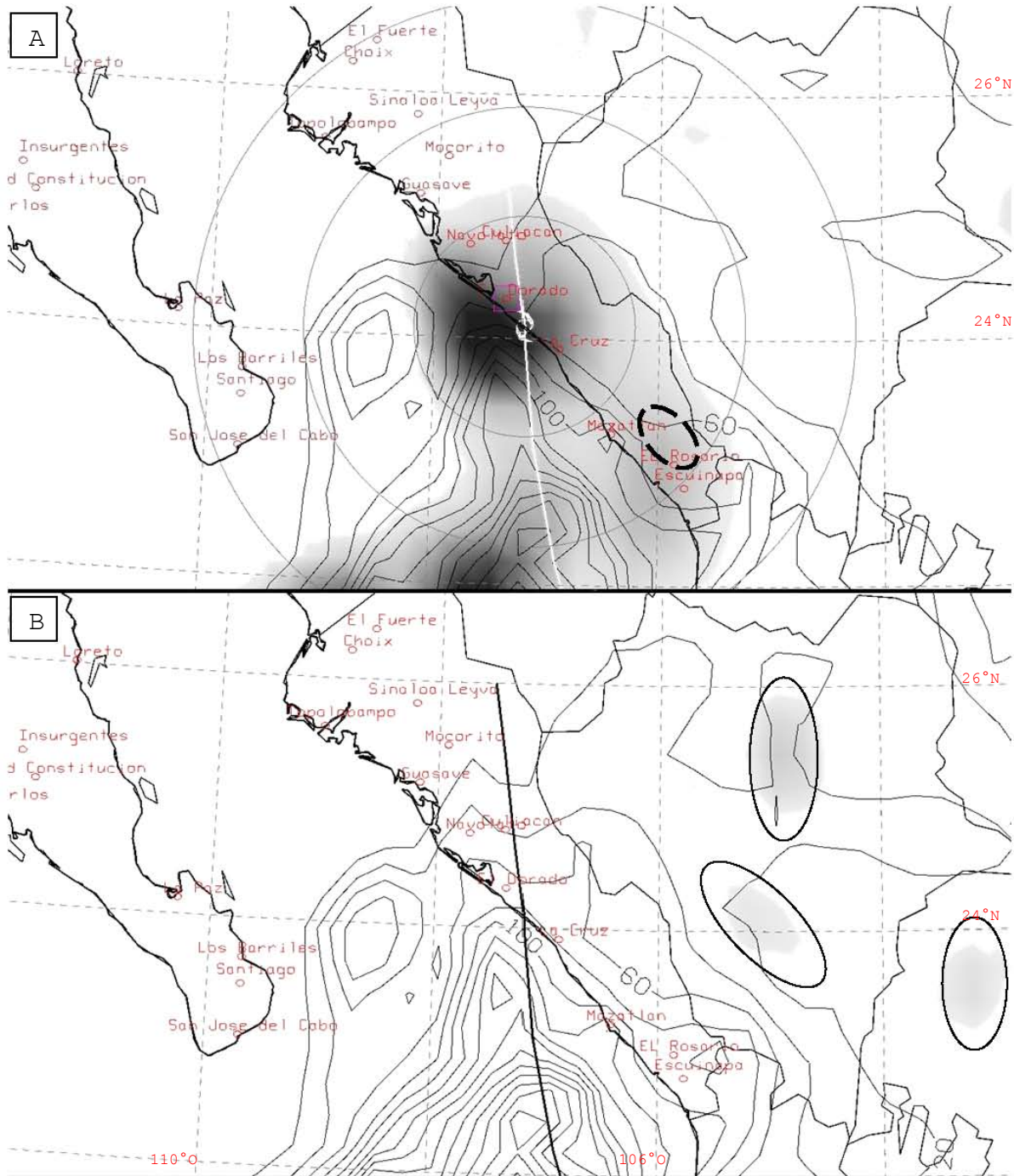


Figura 21. A) Arriba se muestra el nivel de precipitación acumulada durante tres horas después de que Lane tocara tierra (tonalidad gris, en negro se muestran los niveles de lluvia intensa, mayores a 25 mm y

en blanco corresponde a 0 mm). Las curvas de contorno muestran el nivel de lluvia acumulado cada 20 mm desde el día 16 a las 2100UTC al momento de tocar tierra, se muestra también la “mejor trayectoria” de Lane en blanco, así como su posición y anillos concéntricos alrededor de Lane cada 100 km. El Dorado se muestra dentro del cuadro. B) Abajo se muestra lo mismo que arriba pero para las 0300UTC del 17 de septiembre (los óvalos muestran la cantidad de lluvia que cayó en la región, niveles menores a 10 mm durante las tres horas de las 0000UTC a las 0300UTC). El óvalo punteado muestra la región al norte de El Rosario.

3.1.8 Norman (9-15 de octubre) y Olivia (9-12 de octubre).

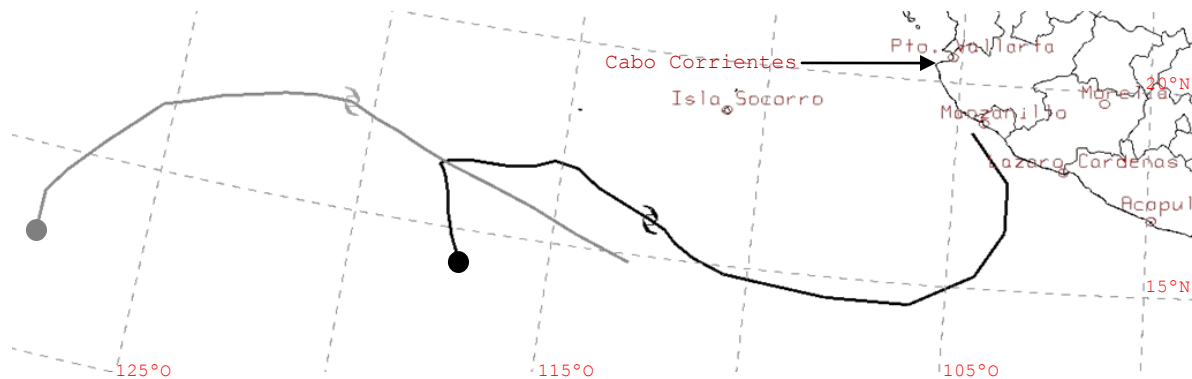


Figura 22. “Mejor trayectoria” de Norman (negro) y de Olivia (gris). La posición de cada TT se muestra para el día 12 a las 1800UTC, un momento en el que ambas TT tenían vientos de hasta 13 ms^{-1} . Las bolitas muestran el lugar de formación de cada TT.

La TT Norman fue uno de los casos “atípicos” en los que un CT presenta una trayectoria oeste-este (Figura 22). Desde el 7 de octubre ya se consideraba que la onda del este, localizada en los (15°N , 125°O) sobre la ZCIT podría convertirse en un CT, posteriormente se fueron organizando los sistemas convectivos alrededor de esta onda, aunque no fue sino hasta el día 9 que la convección profunda logró producir vientos lo suficientemente intensos como para que el sistema se catalogara como depresión tropical, 6 horas después ya había adquirido la intensidad necesaria para formar una TT (Norman). La TT comenzó a moverse hacia el nornoroeste y a intensificarse hasta el día 10, periodo en el cual alcanzó su presión mínima (1000hPa).

En el centro y parte del sur de México comenzó a formarse un centro de baja presión desde el día 10 el cual influyó para que Norman cambiara de rumbo hacia el este, al momento de girar hacia el este tuvo un aminoramiento en sus vientos debido a que avanzaba en dirección opuesta a las líneas de corriente de viento de la ZCIT y del anticiclón del Pacífico. Olivia, otra TT que se generó al mismo tiempo que Norman también siguió en general el mismo rumbo hacia el este.

Mientras viajaba hacia el este sus vientos tenían una intensidad aproximada de unos 14 ms^{-1} (depresión tropical), al acercarse a las costas mexicanas Norman cambió su dirección hacia el noroeste disipándose frente a las costas de Manzanillo el 15 de octubre, aunque se fortaleció un poco ese mismo día posiblemente debido a la absorción de Olivia (Beven, 2006). El destino de Olivia fue semejante al de Norman, al avanzar hacia el este, Olivia se debilitó y mantuvo su intensidad dentro de la categoría de depresión tropical, hasta que el día 13 se había

convertido en una baja que poco después fue absorbida por los remanentes de Norman el día 15.

Norman produjo lluvias moderadas y avisos de tormenta tropical desde Lázaro Cárdenas a Cabo Corrientes (Figura 22), durante 12 horas el día 15 (Beven, 2006). Las estimaciones de los niveles de lluvia debido a Norman en las costas de México, son las siguientes:

Ciudad o población	Pto. Escondido	Acapulco	Zihuatanejo
mm de lluvia	25	45	60
Ciudad o población	Lázaro Cárdenas	Manzanillo	Barra de Navidad
mm de lluvia	60	20	10

Tabla 12. Niveles de precipitación estimados debidos a Norman en algunas ciudades del Pacífico mexicano durante el día 14 y 15 de octubre.

3.1.9 Paul (21-26 de octubre).

Paul se produjo a partir de una onda del este, que llegó al PNO el día 18 de octubre y se rodeó de sistemas convectivos, formando una zona de baja presión y continuó avanzando hacia el oeste, los sistemas convectivos que rodeaban a esta zona persistieron a lo largo del golfo de Tehuantepec durante, los siguientes dos días y el día 20 el sistema se encontraba al sur-suroeste de Acapulco y prosiguió su rumbo paralelo a las costas de México intensificándose, 24 horas después ya se había formado la depresión tropical 17-E y seis horas después la depresión se había convertido en TT con nombre Paul. Desde el día 18 hasta el 20 se formó una zona de alta presión en el centro de México y en el sur de los EUA, lo que ocasionó que Paul tuviera un rumbo hacia el este durante el día 21. Posteriormente al disiparse esta zona de alta presión Paul cambió su rumbo hacia el noroeste, acercándose hacia una zona de baja presión localizada al oeste de la costas de California y cuando se disipó el día 23 cambió de rumbo hacia el norte hasta tener una componente en su dirección zonal hacia el este dirigiéndose por el canal de baja presión que se localiza sobre el Golfo de California intensificándose hasta alcanzar la categoría de HR, aunque solo se mantuvo en esta categoría por una 36 horas.

Cuando se debilitó y volvió a la categoría de TT se dirigió hacia el noreste pasando a unos 64 kilómetros al sureste de San José del Cabo. Finalmente el 25 a las 1200 UTC ya se había pronosticado su disipación en tierra firme debido a una corriente de aire en los niveles superiores de la troposfera proveniente del oeste de los EUA. Mientras Paul pasó al sur de B.C.S., provocó lluvias y marejadas en las costas de Cabo San Lucas y de San José del Cabo, aunque no se reportan daños materiales en la costa sur del municipio de Los Cabos si se presentó el caso de dos personas que fueron barridas por el oleaje (Reuters, 2006). El día 25 por la mañana Paul estaba disipándose (Figura 23A) y el 26 por la mañana Paul estaba prácticamente disipado (Figura 23B) y antes de las 1800 UTC Paul ya había desaparecido, no sin antes provocar lluvias intensas en el estado de Sinaloa.

El centro del estado de Sinaloa fue la zona que más lluvia recibió, en esta zona se encuentran los municipios de Navolato, Culiacán, Guamúchil y Guasave, de acuerdo con las estimaciones TRMM.

En Sinaloa se presentó el caso de dos personas ahogadas cuando el camión en el que viajaban fue barrido por las avenidas de agua (Reuters, 2006) y también se emitieron alertas de HR a lo largo del estado de Sinaloa durante poco menos de 48 horas desde el día 24 a las 0900UTC así como también en la costa oriental del municipio de La Paz, B.C.S.

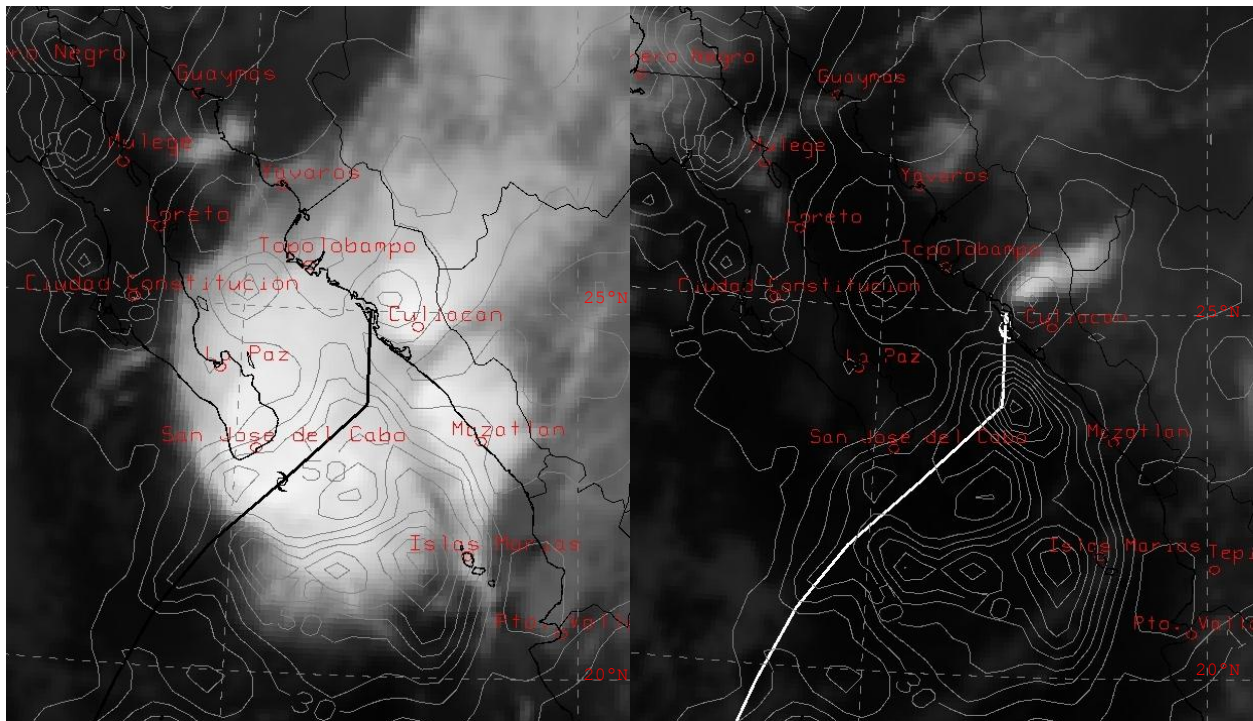
A continuación se muestran los niveles de lluvia asociados a Paul en las cabeceras municipales más pobladas de Sinaloa, así como en algunas poblaciones de B.C.S.

Ciudad o población	Escuinapa	El Rosario	Mazatlán
mm de lluvia	20	20	35
Ciudad o población	Culiacán	Navolato	Guamúchil
mm de lluvia	50	45	50
Ciudad o población	Guasave	Mocorito	Topolobampo
mm de lluvia	50	45	<10
Ciudad o población	Sinaloa de Leyva	Choix	El Fuerte
mm de lluvia	15	15	15

Tabla 13. Niveles de lluvia asociados a Paul en algunas cabeceras municipales de Sinaloa durante 24 horas.

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
mm de lluvia	50	35	15
Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
mm de lluvia	25	15	<10

Tabla 14. Niveles de lluvia acumulada en diversas poblaciones en el sur de B.C.S. durante 24 horas.



110°O

105°O

110°O

105°O

Figura 23. Imágenes de Paul tomadas por el satélite GOES-11 en la banda del infrarrojo ($\sim 10.7 \mu\text{m}$) el día 25 a las 0900UTC (A) y 19 horas después en la misma banda (B). Cuando tocó tierra en Sinaloa. Se puede observar como se disipó Paul en menos de un día al irse acercando a Sinaloa debido a una corriente superior proveniente de la costa oeste de los EUA y que ocasionó intensas precipitaciones en la costa de Sinaloa entre Culiacán y Mazatlán. También se muestra el nivel de precipitación acumulado desde el día 23 hasta el momento de las imágenes.

3.1.10 Sergio (13-20 de noviembre).

El último CT de la temporada. Se generó a partir de una onda del este, que, de acuerdo a los mapas sinópticos, llegó a la cuenca del PNO el día 7 de noviembre. Sergio tuvo una trayectoria en forma de espiral. Ha sido el huracán con la vida más larga en el mes de noviembre (Roberts, 2006). Debido a la lejanía de Sergio con el continente no se reporta actividad asociada a Sergio en México. La intensidad pico de Sergio fue de 43 ms^{-1} el día 15.

3.2 Temporada 2007.

Este año presentó una actividad mínima con respecto a los últimos 8 años (Figura 5) en lo que se refiere a la cantidad de CTs por temporada, y fue la que menos afectó a México. Se desarrollaron cuatro HRs (que coinciden con el mínimo histórico de HRs por temporada, Figura 3) en los meses de julio, agosto, septiembre y octubre, de los cuales solamente dos de ellos interactuaron con las costas mexicanas. El único HR que afectó severamente a México fue Henriette que ocasionó grandes inundaciones en los estados de Sinaloa, Sonora y B.C.S., en donde se registraron nueve víctimas. Siete de ellas ocurrieron en el estado de Guerrero debido al deslave de tierra, producto de las intensas precipitaciones en las inmediaciones de Acapulco.

Adicionalmente a estos cuatro HRs se desarrollaron unas 7 TTs, de las cuales dos interactuaron mínimamente con el continente, ocasionando lluvias muy tenues en el sur de México y B.C.S., así como alertas a la navegación en los alrededores durante la TT Kiko en las costas de Guerrero y una TT que afectó severamente el extremo meridional del estado de Chiapas y a Guatemala.

De esta forma solamente dos CTs ocasionaron grandes daños a México: Barbara, en el sur de México y Henriette en el noroeste de México.

A continuación se muestra una tabla de los CTs que se desarrollaron en esta temporada en donde se muestra el tipo de CT en donde se marca si interactuó o no con tierra.

Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra	Nombre del CT (categoría)	Periodo de Actividades	Interactuó con tierra
Alvin (TT)	27-31 de mayo	No	Flossie(HR4)	8-16 de agosto	No
Barbara (TT)	29 de may-2 de jun	Si	Gil (TT)	29 de ags-2 de sept	No
Depresión 3-E	11-12 de junio	No	Henriette (HR1)	30 ags-6 de sept	Si
Depresión 4-E	9-11 de julio	No	Ivo (HR1)	18-23septiembre	No
Depresión 5-E	14-15 de julio	No	Depresión 13-E	19-20 de septiembre	No
Cosme (HR1)	14-22 de julio	No	Juliette (TT)	29 de sept-2 de oct	No
Dalila (TT)	22-27 de julio	Si	Kiko (TT)	15-23 de octubre	Si
Erick (TT)	31 de jul-2 de ags	No			

Tabla 15. . CTs que se produjeron en la temporada 2007 del PNO. El número a la derecha de HR se refiere a su categoría en la escala Saffir-Simpson.

A través de la observación de diferentes mapas sinópticos publicados por el NHC se pudo observar que Henriette y los otros tres HRs de esta temporada se formaron a partir de ondas del este, como lo reporta (Pasch, et al, 2009). A partir de reportes detallados de cada huracán se identificó que los estados que fueron afectados directamente por los CTs debido a lluvias intensas, evacuación de poblaciones, mareas de tormenta en ciudades costeras y deslaves fueron B.C.S., Chiapas, Guerrero, Sinaloa y Sonora. Lo cual no quiere decir que otros estados no percibieron efectos asociados a algún CT o que alguno de estos estados mencionados haya sido afectado en su totalidad.

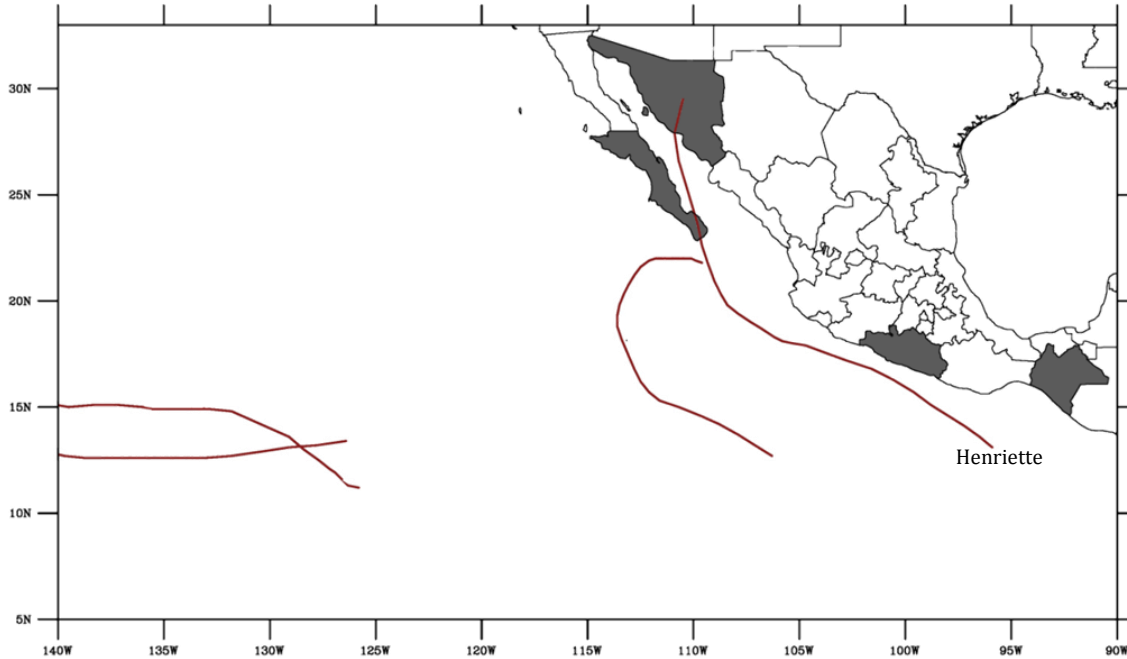


Figura 24. Trayectorias de los HRs que se desarrollaron en el 2007 y el nombre del CT que tocó tierra en esa temporada. En gris se muestran los estados que resultaron más afectados.

3.2.1 Barbara (29 de mayo al 2 de junio) y Alvin (27 al 31 de mayo).

Barbara se formó a partir de una onda tropical que de acuerdo con los mapas sinópticos entró al PNO el día 28 al mismo tiempo en que la TT Alvin se estaba formando en el interior del PNO. Desde el día 29 se mostraba una clara organización convectiva alrededor de una zona de baja presión que continuó fortaleciéndose a poco menos de 200 km al sursuroeste de Puerto Escondido, el sistema permaneció inmóvil durante las siguientes 36 horas hasta que alcanzó la intensidad de TT el día 30 y comenzó a moverse hacia el sursureste hasta el 31 para después proseguir con un “giro ciclónico” hasta tocar tierra el día 2 de junio a unos 10 km al noroeste de Puerto Chiapas cerca de la frontera entre México y Guatemala. Al momento de tocar tierra se registraron vientos de 16 ms^{-1} con ráfagas de hasta 23 ms^{-1} (Knabb, 2007).

Respecto al tiempo imperante en estos días en las inmediaciones de la zona donde transcurrió la vida de Barbara se observó que los vientos a nivel del mar en la cuenca del Pacífico fueron principalmente del oeste dirigiéndose hacia el continente, mientras que los vientos superficiales en la cuenca del Golfo de México y mar Caribe eran predominantemente del este generados principalmente por un anticiclón en el Golfo. Esto generó una zona de baja presión en el centro del país, la cual pudo haber influenciado en que Barbara haya realizado ese “giro ciclónico”.

Alvin se desarrolló simultáneamente a Barbara, pero se formó mar adentro, esta TT presentó una trayectoria en general este-oeste que también se formó en la misma latitud que Barbara (entre los 10° y 15°N), pero se encontraba lo bastante lejos de la zona de baja presión que se formó en México como para ser influenciado por este, por lo que su trayectoria fue este-oeste.

Hay que notar que Alvin mantuvo una trayectoria opuesta a la de Bárbara, es decir, mantuvo un rumbo predominante hacia el oeste y que fue una TT mucho más débil que Bárbara, su presión mínima fue de unos 1003 hPa y vientos máximos de 17 ms^{-1} , debido en gran parte a que se encontraba justo al norte de la corriente de viento superficial que se dirigía hacia el este, mientras que Barbara alcanzó una presión mínima de 1000 hPa y con vientos de hasta 23 ms^{-1} mantuvo un movimiento semejante a esta corriente.

Las precipitaciones más intensas ocasionadas por Barbara ocurridas entre la frontera de México y Guatemala no sucedieron cuando tocó tierra, sino que fueron ocasionadas por las bandas exteriores el día Barbara ocasionó precipitaciones en la frontera entre México y Guatemala. A continuación se muestra una tabla de los niveles alcanzados en algunas localidades del sur de Chiapas, así como en Huixtla, cabecera municipal del municipio con el mismo nombre, debido a que en esta población hubo registros (Knabb, 2007) que se compararán con los datos de la siguiente tabla.

Ciudad o población	Puerto Chiapas	Tapachula	Comitán de Domínguez
mm de lluvia	105	95	40
Ciudad o población	Huixtla	Las Margaritas	Puerto Arista
mm de lluvia	120	50	< 10

Tabla 16. Ciudades donde la lluvia acumulada fue mayor a los 40 mm debido a Barbara. También se muestra Puerto Arista que junto con Puerto Chiapas son los únicos puertos del estado. Precipitación acumulada entre el 28 de mayo y el 3 de junio. Su localización se muestra en la Figura 26 A.

Se seleccionaron las dos ciudades más pobladas afectadas por esta TT, Puerto Chiapas Figura 25 A y Tapachula Figura 25 B para analizar la acumulación de lluvia, en donde se observó la distribución de la lluvia acumulada a lo largo de 4 días. En la Figura 25 A se observó que la lluvia acumulada en Puerto Chiapas se debió principalmente a la precipitación ocasionada por las bandas exteriores (óvalo en la Figura 25 A, alrededor de 200 K), que alcanzaron niveles de convección más profundos que el centro de la TT (óvalo punteado en la Figura 25 A, alrededor de 275 K).

A pesar de que Tapachula alcanzó niveles de lluvia cercanos a Puerto Chiapas, la distribución de la precipitación fue ligeramente diferente, las bandas exteriores produjeron lluvias en dos ocasiones (óvalos en la Figura 22 B), mientras que el centro de la TT produjo precipitaciones semejantes que en Puerto Chiapas TT (óvalo punteado en la Figura 25 B).

Huixtla es la localidad que presentó una mayor acumulación de precipitación en esos días, en donde se registraron niveles de hasta 120 mm (Knabb, 2007) el 2 de junio, aunque no especifica desde que momento se comenzó a acumular esa precipitación, en la Figura 25 se puede observar que la distribución fue semejante a la de Tapachula, aunque más intensa.

En el caso de Huixtla las estimaciones del TRMM coinciden sorprendentemente con las cifras reportadas en (Knabb, 2007). En Chiapas y en Guatemala se produjeron pérdidas agrícolas calculadas en unos \$50 millones de dólares, así como el deslave de un puente en Guatemala (Knabb, 2007), el desprendimiento de algunos techos que fueron arrancados por los vientos y el derrumbe de árboles.

Barbara muestra que no siempre es necesario que el CT tenga que tocar tierra para que se produzcan precipitaciones intensas, sino que puede bastar con que las bandas del CT tengan la suficiente profundidad o que se muevan lentas para producir este tipo de precipitaciones sin que el centro esté cerca de tierra.

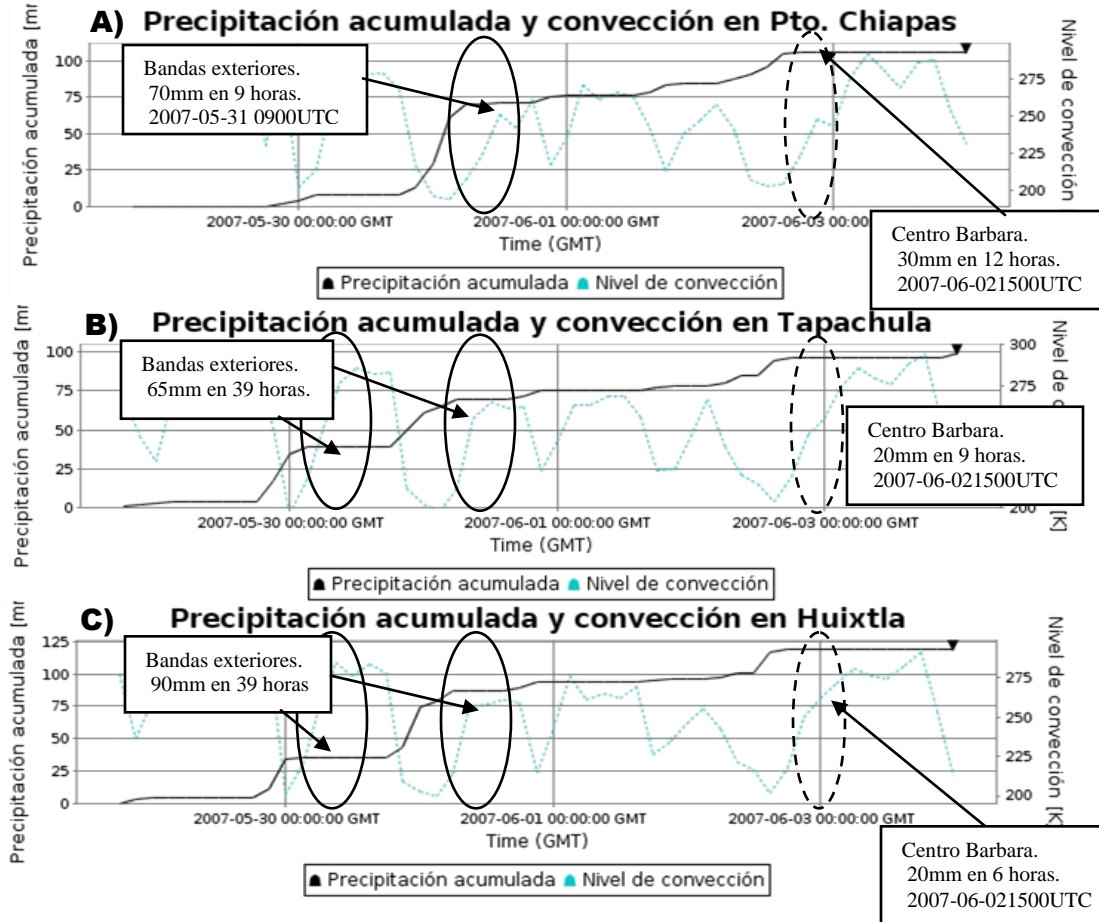


Figura 25. A) B) y C) Precipitación acumulada (línea continua) y la profundidad de la convección (línea punteada) en diversas poblaciones del extremo sur de Chiapas durante el 29 de mayo y el 3 de junio.

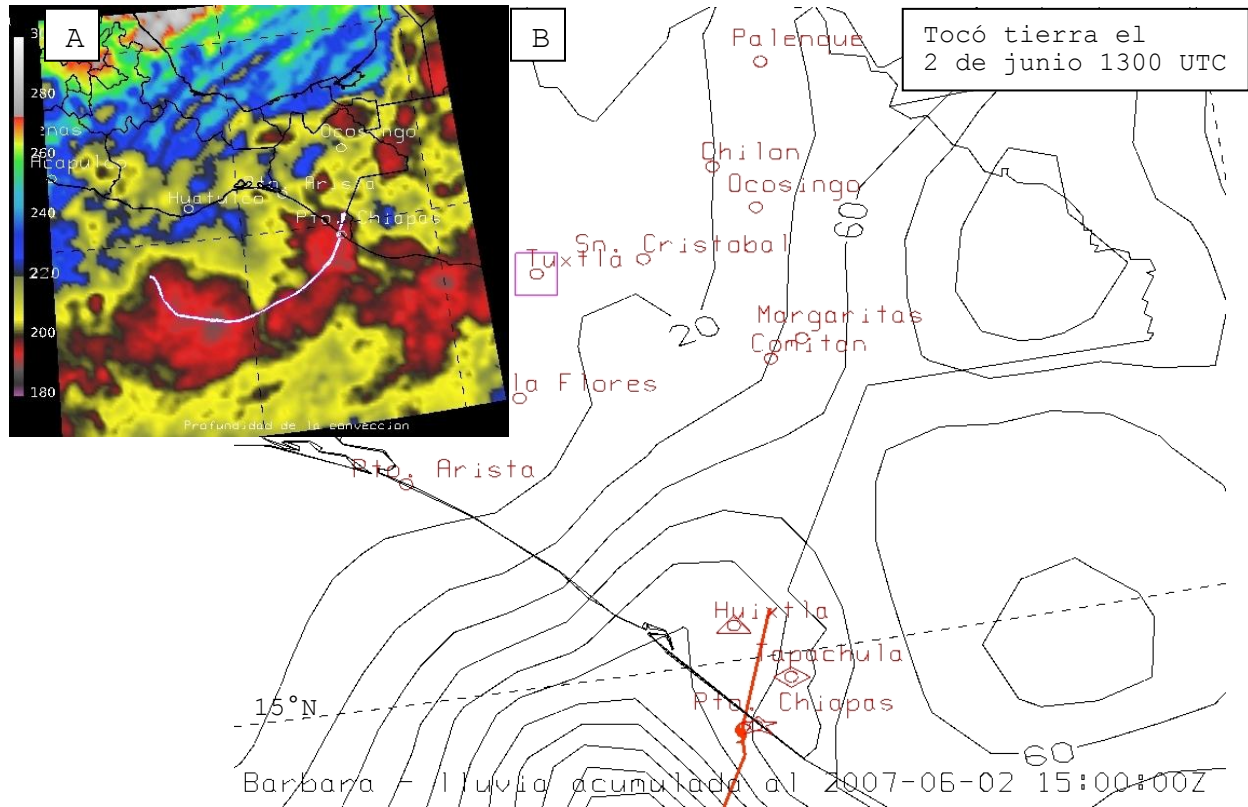


Figura 26. A). Precipitación acumulada desde el día 28 a las 1800 UTC hasta pocos momentos antes de que Bárbara toque tierra (2 de junio 1500 UTC). Se muestran las cabeceras municipales de los ocho municipios más poblados de Chiapas, de la población de Huitla (triangulo), Puerto Chiapas (estrella), Tapachula (rombo) y Puerto Arista. La posición de Barbara se muestra momentos antes de tocar tierra. Los niveles de precipitación se muestran cada 20 mm. B) Trayectoria de Barbara, y la superposición de las zonas de convección profunda (zona roja) alrededor de esta TT durante el periodo del 28 de mayo al 3 de junio.

3.2.2 Cosme (14 al 22 de julio).

Fue el primer HR de la temporada, aunque sólo se mantuvo en esa categoría por un periodo de menos de 6 horas, alcanzó la categoría 1 y mantuvo un rumbo en general hacia el oeste, y se situaba al norte de la ZCIT entre los paralelos 10° y 16°N por debajo de la isóbara de 1012 hPa. Se originó a partir de una onda del este de acuerdo a la observación de diversos mapas sinópticos y a (Mainelli, 2007), comenzó a mostrar actividades convectivas desde el 14 de julio en mar abierto y alcanzó el Pacífico central (cruzó el meridiano 140°O) el día 19 0000 UTC, siendo apenas distinguible como sistema convectivo. En sus etapas iniciales mantuvo una trayectoria hacia el noroeste, al tiempo que se intensificaba hasta alcanzar su intensidad máxima justo antes de cambiar de dirección hacia el oeste.

El cambio en el rumbo de Cosme se debió principalmente al desplazamiento hacia el sureste del extremo oriental del centro de alta presión del Pacífico, que además de modificar su trayectoria debilitó a Cosme rápidamente. De tener una presión mínima interior de 987 hPa el 16 de julio (momento en que alcanzó la categoría de HR), pasó a tener una presión mínima de 1005 hPa en un lapso de 24 horas, y perdiendo casi todo signo de organización convectiva (Mainelli, 2007). Finalmente el día 18 Cosme se adentró en aguas templadas (entre 24° y 25°C) lo cual ayudó a debilitar la convección.

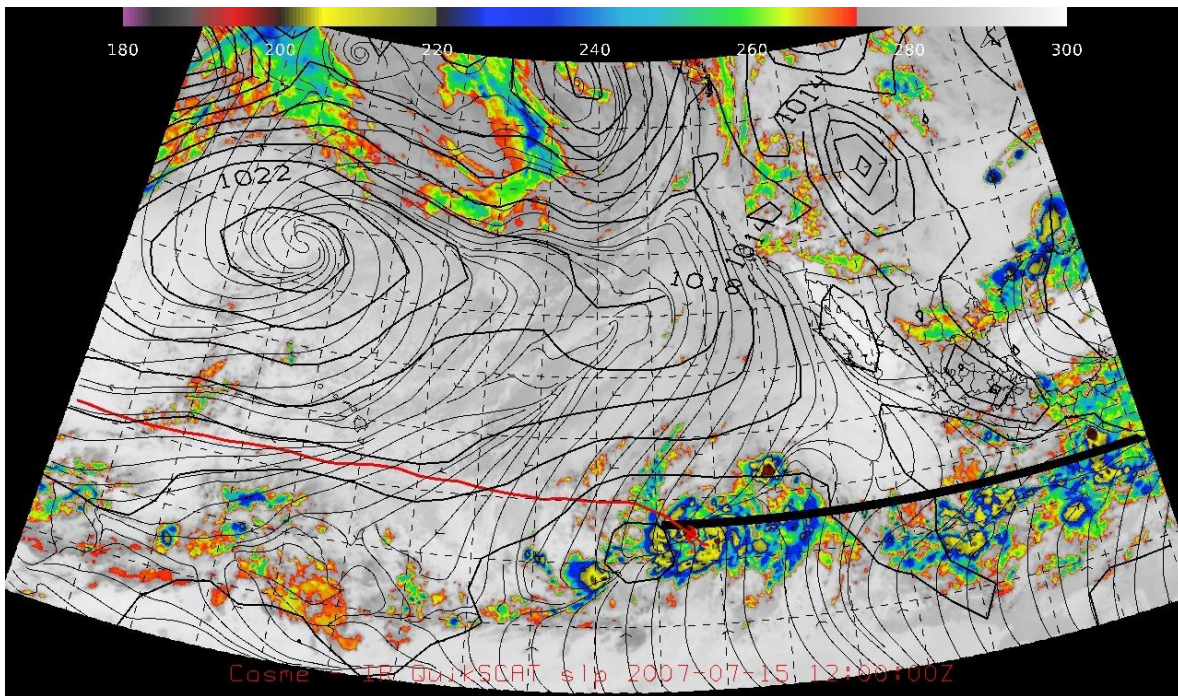


Figura 27. Imagen del GOES en el infrarrojo ($\sim 11 \mu\text{m}$) del Pacífico para el 15 de julio 1200UTC. El extremo oriental del centro de alta presión del Pacífico (Óvalo superior) se desplaza hacia el sur-suroeste mientras que Cosme se dirige hacia el noroeste (centro del círculo blanco), su trayectoria se muestra como una línea roja justo sobre la ZCIT (cuadrado punteado). Se muestran las líneas de corriente del campo de viento a niveles del mar y la presión a nivel del mar cada 2 hPa.

3.2.3 Dalila (22 al 27 de julio).

Fue una TT que se mantuvo lejos de la costa, durante el periodo en el que estuvo activa se observó que un pequeño sistema convectivo localizado en una de las bandas de Dalila provocó ligera precipitación en la zona occidental de B.C.S. (Figura 28A). Además de precipitaciones minúsculas en las costas de Nayarit y Jalisco ocasionadas por las bandas exteriores de Dalila.

Dalila se formó a partir de una onda tropical que entró en el Pacífico el 17 de julio (Brown, 2007) y comenzó a mostrar signos de organización convectiva al suroeste de Acapulco, a lo largo de su vida mantuvo un rumbo en general hacia el noroeste, posiblemente debido a la presencia de una zona de alta presión localizada en el centro de México que pudo alejar a Dalila del continente como si esta última se encontrara dentro del centro de alta presión.

Desde sus inicios Dalila se mantuvo como un sistema muy disperso que se fue compactando e intensificando hasta que el día 24 se pudo observar un ojo muy bien definido, esta intensificación se prolongó hasta el día 25, justo antes de pasar sobre la isla Socorro, cuando alcanzó su presión más baja de 995 hPa y vientos de intensidad de hasta 26 ms^{-1} (Brown, 2007), aunque ya no se observaba el ojo que había sido previamente formado. Posteriormente las actividades convectivas en los alrededores de Dalila fueron siendo cada vez menos profundas, hasta que el día 26 la TT se internó en aguas templadas (entre 24 y 26°C) y se observó que la convección había cesado por completo, aunque no mostraba signos de

dispersión sino hasta la tarde de ese mismo día y el 27 prácticamente había desaparecido la TT.

Finalmente se pudo observar que Dalila en su trayecto aproximadamente paralelo a las costas mexicanas produjo precipitaciones mínimas en los estados de Nayarit y Jalisco, en estos estados se produjeron lluvias intensas que se originaron por sistemas convectivos en la Sierra de Madre Occidental. En el estado de B.C.S. se produjeron unas lluvias de un pequeño sistema convectivo perteneciente a las bandas de la TT.

A pesar de que Dalila produjo precipitaciones en diversas regiones del occidente de México se muestra solamente el caso de San Blas, Nayarit con fines ilustrativos de comparación entre la cantidad de precipitación acumulada por Dalila (óvalo de la Figura 28B) en esta región con la cantidad de precipitación acumulada por el sistema convectivo de la Sierra Madre Occidental (óvalo punteado, Figura 28B), así como la precipitación ocurrida en el estado de B.C.S., Figura 25A.

La precipitación que ocurrió en San Blas entre los días 22 UTC y 23UTC, Figura 28 A, óvalo punteado se debió principalmente al sistema convectivo mencionado anteriormente sobre la sierra Madre Occidental, que se prolongaba desde Jalisco hasta Sinaloa y la provocada por Dalila es apenas perceptible en las imágenes de satélite.

En la Figura 26 A) se puede observar que la región de B.C.S. afectada por Dalila hay pequeñas poblaciones y algunos arroyos de temporal. También se pudo observar que una vez que Dalila cruzó el paralelo 20°N (25 de julio 1800 UTC) las precipitaciones fueron muy ligeras, debido al debilitamiento de Dalila, no llegando a superar los 25 mm de lluvia acumulada desde que cruzó dicho paralelo hasta que se disipó.

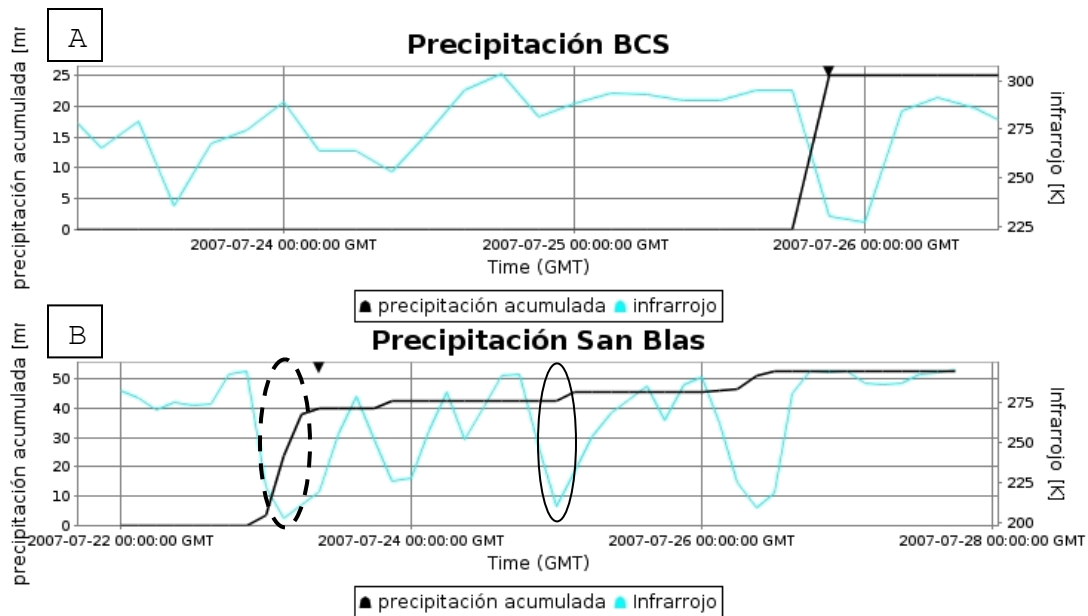


Figura 28. A) y B) Niveles de precipitación en el occidente de B.C.S. en donde se registró una ligera y en el Puerto de San Blas, en ambos casos también se muestra la profundidad de la convección en ambas regiones. B) En un óvalo se muestra la precipitación originada por Dalila en San Blas.

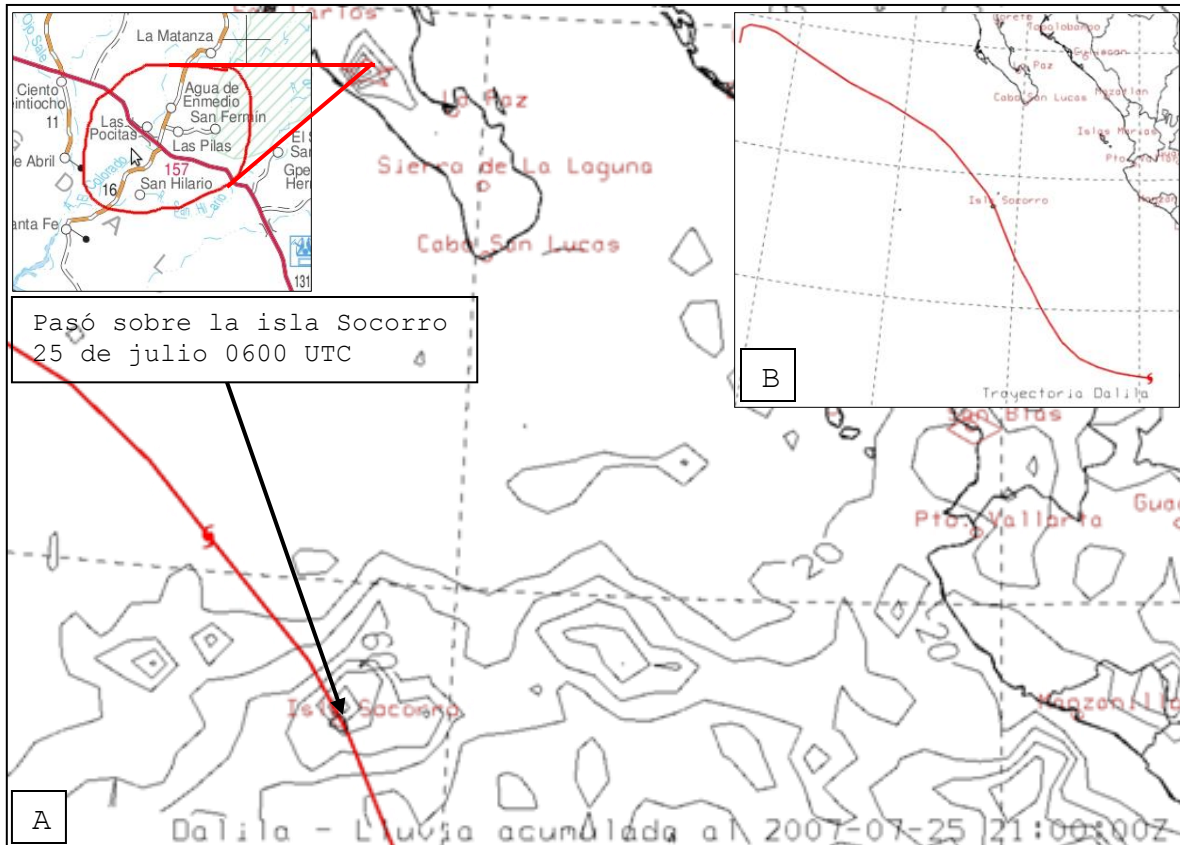


Figura 29. A) Precipitación acumulada debido a Dalila en el occidente de México entre el 22 de julio 0000UTC y el 25 de julio 21000 UTC, se muestra San Blas (rombo), la región de B.C.S. que se corresponde con la Figura 28 A) (estrella), Se muestra un acercamiento de la región obtenido del atlas de caminos y carreteras de la SCT y algunas otras ciudades costeras. Las líneas de contorno del nivel de precipitación se muestran cada 20 mm, excepto en la región de B.C.S. (estrella) donde se muestran cada 5mm. B) Trayectoria de Dalila.

3.2.4 Flossie (8-16 de agosto).

Fue el segundo HR de la temporada y el más intenso. Alcanzó la categoría 4, su trayectoria fue de este a oeste, permaneció activo durante 8 días, aunque como HR durante 5 días, comparado con las 6 horas en las que Cosme pudo alcanzar la categoría de HR.

Se formó a partir de una onda del este que entró en el Pacífico el 1 de agosto y comenzó a presentar actividades convectivas en el Golfo de Tehuantepec el 2 de agosto (Pasch, et al, 2008). En el caso de Flossie el centro de alta presión (CAP) del Pacífico mostraba una organización buena (circular), se situaba sobre los 40°N y sin presencia de sistemas de latitud media que interactuaran con el centro, mientras que en el caso de Cosme este CAP del Pacífico se encontraba bastante disperso, localizado a una latitud media más baja (al sur de los 40°N) y se encontraba un sistema de latitud media interactuando con este CAP (Figura 30). Debido a que el CAP del Pacífico se haya encontrado más al norte favoreció a que Flossie se intensificara por mucho más tiempo, desde el día 8 hasta el día 12, momento en el que alcanzó su presión más baja (949 hPa) y su intensidad máxima (62 ms⁻¹), posteriormente mantuvo su intensidad por otras 18 horas aunque su presión mínima iba lentamente aumentando (Pasch, et al, 2008).

Flossie se mantuvo en las aguas cálidas del Pacífico durante toda su existencia, excepto por un pequeño intervalo de tiempo entre el 14 de julio y el 15 de julio mientras se trasladaba al sureste de las islas Hawaianas, la TSM durante esos momentos era de entre 25°C y 26°C y, disminuyó su intensidad rápidamente en este lapso de 24 horas, mientras que en días anteriores había disminuido mucho más lentamente (Tabla 17). De acuerdo a (Pasch, et al, 2008) en esos momentos se presentó una cortante vertical del viento intensa, lo cual fue la responsable de esta disminución tan rápida de la intensidad.

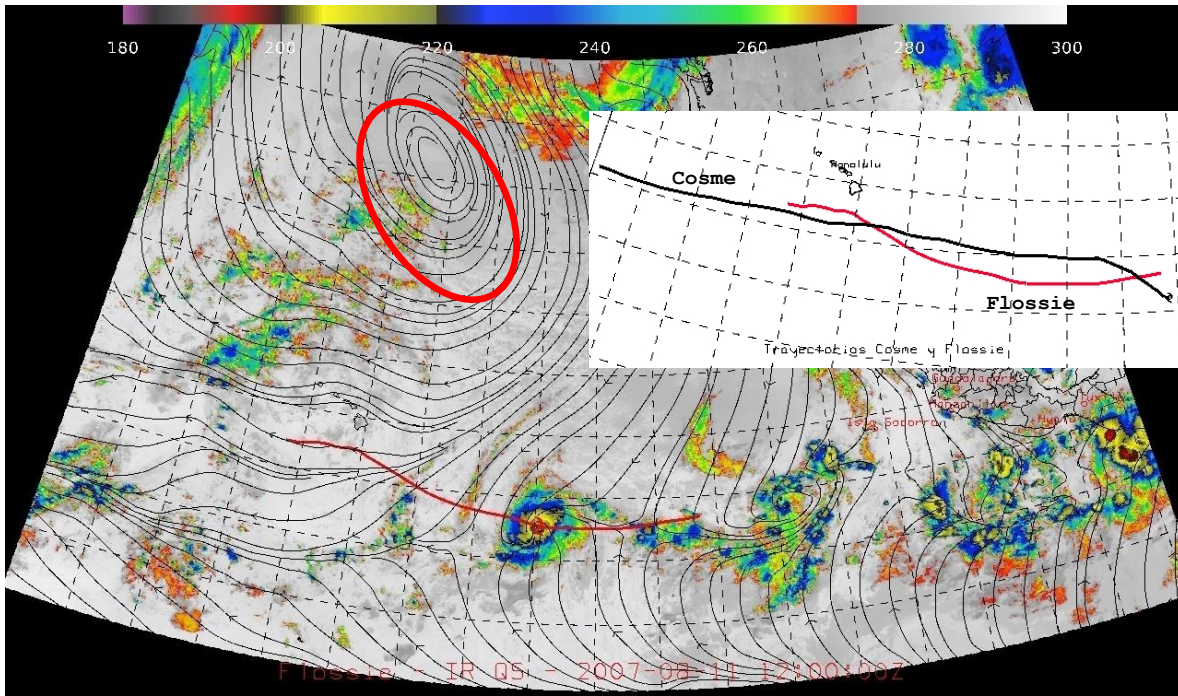


Figura 30. Imagen del GOES en el infrarrojo ($\sim 11 \mu\text{m}$) del Pacífico para el 12 de agosto 1200UTC. El CAP del Pacífico (Óvalo superior) se mantiene inmóvil durante la vida de Flossie, se muestra a Flossie (centro del círculo blanco). En el recuadro se comparan las trayectorias entre Flossie y Cosme, también se muestran las islas de Hawái como referencia.

(UTC)	Intensidad [ms^{-1}]	Disminución con respecto a la intensidad del intervalo anterior
12 0000	62	Intensidad pico [ms^{-1}]
13 0000	59	3
14 0000	57	3
15 0000	44	13
16 0000	18	26

Tabla 17. Disminución de la intensidad de Flossie cada 24 horas hasta antes de disiparse completamente 16 1800 UTC.

3.2.5 Henriette (30 de agosto al 6 de septiembre), Gil (29 de agosto al 2 de septiembre).

Fue un HR categoría 1 que ocasionó daños en los estados de B.C.S., Sinaloa y Sonora. Se formó justo después de un periodo de 13 días en los que cesaron las actividades ciclónicas en el PNO, este periodo comenzó con la disipación de Flossie (16 de agosto) y terminó con la formación de la TT Gil y del HR Henriette.

Gil se formó al este de las costas de Jalisco, mar adentro con un rumbo hacia el oeste, por lo que no se hizo sentir en el continente, tuvo un periodo de vida corto (4 días), no alcanzó a generar grandes sistemas convectivos que ocasionaran intensas precipitaciones, su intensidad máxima fue de 20 ms^{-1} y una presión mínima de 1001 hPa.

Henriette se formó a partir de una onda del este que comenzó a mostrar actividad convectiva al sur del Golfo de Tehuantepec desde el día 29 y continuó intensificándose a la par que se desplazaba paralela a la costa mexicana. A pesar de ser un huracán de categoría 1 produjo precipitaciones intensas y deslaves en las inmediaciones de Acapulco causando la muerte de 6 personas debido a dichos deslaves, así como la muerte de otras 3 personas en el estado de B.C.S. (Knabb, 2007).

El movimiento de Henriette estuvo determinado por un anticiclón localizado en el Golfo de México (Farfán, 2011). Además se pudo apreciar la existencia de un CAP localizado en el centro de México y en el norte del Golfo como se observa en la Figura 31. Presión a nivel del mar (cada 2 hPa) y líneas de corriente del campo de viento a nivel del mar para las 1200 UTC del día 30. Se puede apreciar que la isóbara de 1016 hPa se extiende por sobre todo el centro de México así como en la zona norte del Golfo de México. La línea muestra la trayectoria de Henriette y el punto su posición ese momento. Este CAP fue disminuyendo mientras el HR se acercaba a la costa sur de México y posteriormente comenzó a retraerse hacia el Atlántico cuando Henriette comenzó a cambiar su rumbo hacia la península de B.C.S. (3 de septiembre 1200 UTC), al momento que se formaba un canal de baja presión (por debajo de la isóbara de 1012 hPa) que abarcaba desde la posición de Henriette hasta Arizona y California. Se desarrolló en la región donde la TSM era superior a los 26°C , por lo que siempre tuvo condiciones favorables para la convección.

Antes de tocar tierra, Henriette comenzó a debilitarse, ocasionando precipitaciones intensas en la punta Sur de B.C.S., posteriormente, después de tocar tierra por primera vez, en su paso por el Golfo de California los niveles de convección volvieron a ser más profundos (200 K), debido posiblemente a la calidez de las aguas del Golfo de California que pudieron proveerle energía, como se pudo observar en imágenes en infrarrojo en donde la convección se hizo más profunda antes de tocar tierra por segunda vez en Sonora, una vez que tocó tierra, continuó disipándose, rápidamente, en poco menos de 12 horas el HR se había disipado casi por completo, solamente pudiéndose observar unos pequeños sistemas convectivos que se fueron disipando en el suroeste de los EUA.

Tocó tierra en B.C.S. (4 de septiembre 2100 UTC), donde se registraron precipitaciones intensas cuyos niveles alcanzaron niveles desde 150 mm en la costa hasta 545 mm sobre regiones montañosas. La segunda ocasión tocó tierra en el sur de estado de Sonora (6 de septiembre 0000 UTC) se registraron niveles de precipitación entre los 100 y los 230 mm (Knabb, 2007) para el periodo del 30 de agosto al 6 de septiembre que corresponde con aproximadamente entre el 50% y el 95% de precipitación acumulada en un año dependiendo de la localidad (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 2009). Esta aproximación puede dar una idea de las consecuencias regionales de este evento.

Por otra parte, las estimaciones del TRMM estuvieron muy por debajo (un orden de magnitud en la diferencia aproximadamente) de los valores reportados en (Knabb, 2007), Tabla 19.

Para determinar si lo reportado en la bibliografía consultada es erróneo, o bien, las estimaciones del TRMM realmente fueron subestimaciones fue el siguiente:

- En las localidades donde los valores entre el reporte y el TRMM no sean semejantes, localidades anómalas (Huatabampo, Villa Juárez y C. Obregón, Tabla 19), se elaboró una gráfica de los niveles de convección de todas estas localidades vs la cantidad de precipitación acumulada entre cada intervalo de tiempo.
- Se hizo el mismo tipo de gráfica para las localidades donde los valores entre el reporte y las estimaciones sean semejantes, localidades semejantes (Acapulco, La Paz y Los Barriles, Tabla 18), esta gráfica servirá como una gráfica patrón que se comparará con la gráfica de las zonas en donde los valores difieran mucho (Tabla 19).
- En caso de existir diferencia muy notable entre ambas gráficas se procederá a analizar los niveles de convección en las localidades anómalas para detectar si la convección sobre estas localidades posee niveles de convección que de acuerdo al patrón pudieran haber ocasionado precipitaciones, pero que por alguna razón no fueron bien estimadas por el TRMM.

La principal hipótesis de esta comparación descansa en el hecho de que, en primera aproximación, se puede suponer que nubes con el mismo nivel de convección pueden generar cantidades de precipitación semejantes.

La cantidad de precipitación si varía notablemente en las localidades anómalas (Figura 32A) cuando se comparan con los niveles de precipitación entre las localidades anómalas y las semejantes (Figura 32A), esto es muy notable cuando la parte superficial de las torres poseen temperaturas de entre 215 y 235 K, por lo que de esta forma es muy posible que haya una deficiencia en los niveles de precipitación en el sur de Sonora (Figura 34) por parte de las estimaciones del TRMM cuando los cúmulos se encuentran en ese rango de temperaturas.

En las Figura 33 A, B, C y D se puede observar que cuando Henriette tocó tierra en Sonora (el recuadro en esas mismas figuras muestra ese periodo) las temperaturas en los niveles superiores de las torres de convección se encuentran entre los 215 y los 235 K y se puede observar que los niveles de precipitación acumulados son de aproximadamente unos 20 mm durante el periodo del 5 de septiembre 0600 UTC al 6 de septiembre 0600 UTC, en los momentos posteriores ya no se observa ninguna precipitación significativa. Por lo que se puede suponer que el TRMM no estimó en forma correcta estos valores.

Algo que es digno de mencionarse pero que se desconocen las causas de ello es que durante estas fechas, en los últimos días de agosto y los primeros días de septiembre, se forman unas duplas de CTs en el PNO en los que uno de ellos toca invariablemente tierra en B.C.S. En esta temporada se pudo observar esta dupla del PNO fue conformada por Gil y por Henriette (29 de agosto al 6 de septiembre) que se formó exactamente un año después de la dupla del PNO

conformada por Kristy y por John (28 de agosto al 8 de septiembre) en ambos casos esta dupla estaba compuesta por un CT débil (Kristy HR1, Gil TT) con respecto a su pareja (John HR4, Henriette HR1) que se desplaza hacia Occidente y un CT intenso que se desplaza hacia el noroeste, grosso modo. En su momento se intentará discutir la dupla del PNO de la temporada 2009 conformada por Jimena y Kevin (28 de agosto al 4 de septiembre) y tratar de evaluar las semejanzas y diferencias entre cada dupla.

Ciudad o población	Acapulco, GRO	Zihuatanejo, GRO	Lázaro Cárdenas, MCH
TRMM [mm]	135	50	150
CNA[mm]	180	---	200
Error porcentual	-25%	---	-25%
Ciudad o población	Puerto Vallarta, JAL	Manzanillo, COL	San Blas, NAY
TRMM [mm]	90	155	70
CNA[mm]	---	---	---
Error porcentual	---	---	---
Ciudad o población	Cabo San Lucas, B.C.S.	San José del Cabo, B.C.S.	La Paz, B.C.S.
TRMM [mm]	40	50	55
CNA[mm]	125	---	81
Error porcentual	-68%	---	-32%
Ciudad o población	Los Barriles, B.C.S.	Santiago, B.C.S.	---
TRMM [mm]	95	63	
CNA[mm]	120	---	
Error porcentual	-21%	---	

Tabla 18. Niveles de precipitación acumulada estimados por el TRMM, reportados por la Comisión Nacional del Agua (CNA) y el error porcentual entre estos dos valores tomando como referencia el valor proporcionado por la CNA para diversas ciudades de la costa oeste de México y de B.C.S. durante el periodo del 29 de agosto al 6 de septiembre.

Ciudad o población	Yávaros	Huatabampo	Villa Juárez
TRMM [mm]	25	25	30
CNA[mm]	---	140	230
Error porcentual	---	-82%	-87%
Ciudad o población	Ciudad Obregón	Guaymas	Loreto
TRMM [mm]	5	40	10
CNA[mm]	14	---	65
Error porcentual	-64%	---	- 85%

Tabla 19. Niveles de precipitación acumulada en el noreste de México (Sonora y el norte de B.C.S.), para el mismo periodo y mismas fuentes de información para estimar la lluvia que la Tabla 18.

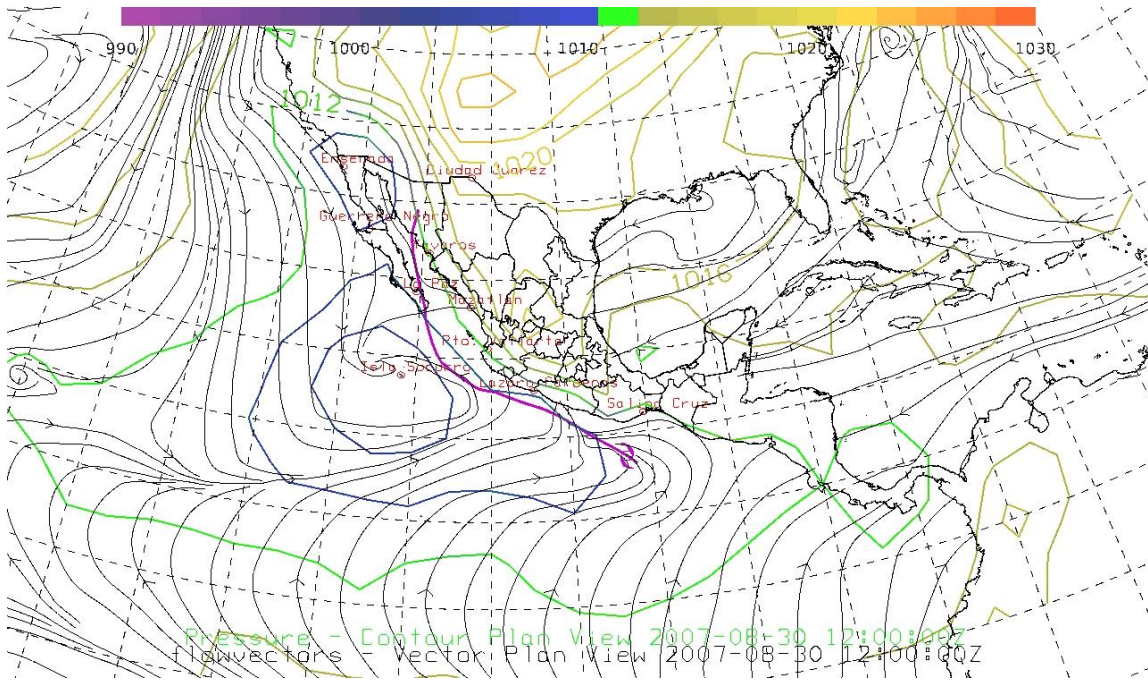


Figura 31. Presión a nivel del mar (cada 2 hPa) y líneas de corriente del campo de viento a nivel del mar para las 1200 UTC del día 30. Se puede apreciar que la isóbara de 1016 hPa se extiende por sobre todo el centro de México así como en la zona norte del Golfo de México. La línea muestra la trayectoria de Henriette y el punto su posición ese momento.

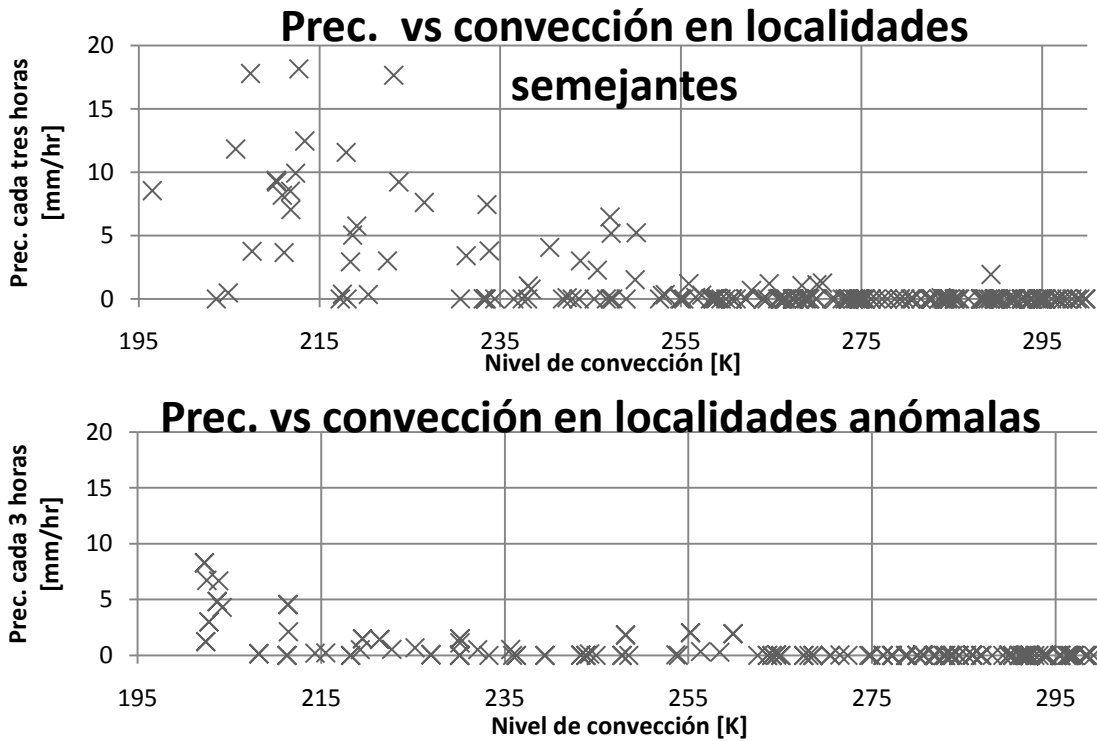


Figura 32. A) Niveles de precipitación cada tres horas en función de la altura de los cúmulos de Henriette, i.e. a menor temperatura mayor altura en las torres. Para las localidades de Acapulco, La Paz y Los Barriles. B) Niveles de precipitación cada tres horas en función de la altura de las torres de convección de Henriette

para las localidades de Huatabampo, Loreto, Ciudad Obregón y Villa Juárez. Obsérvese la diferencia entre los niveles de precipitación cuando la temperatura de la cima de las torres de convección está entre los 215 y los 235 K.

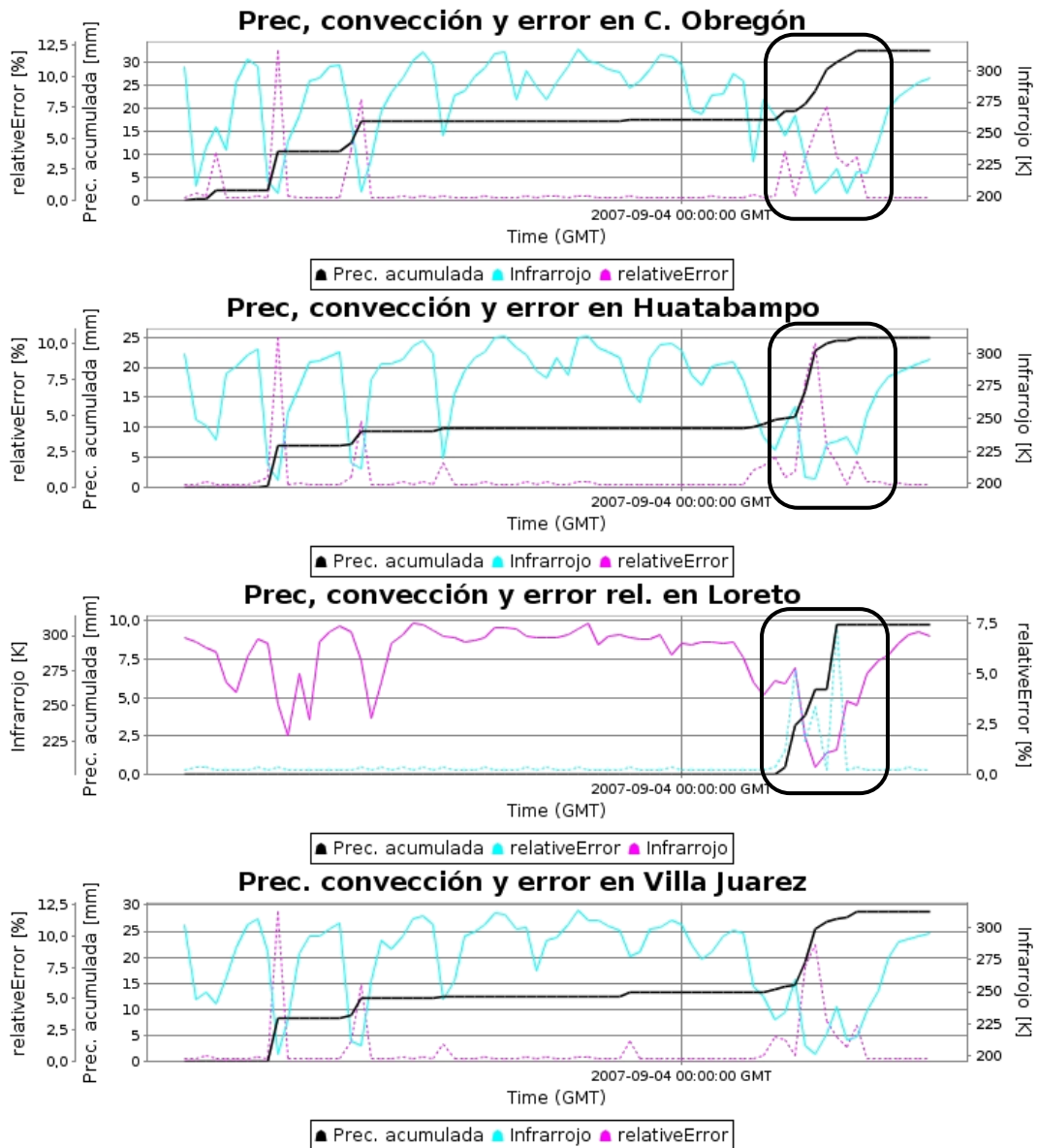


Figura 33. Precipitación acumulada a lo largo del tiempo y la profundidad en la convección para diferentes localidades del sur del estado de Sonora, a excepción de Loreto. En línea punteada se muestra el error relativo que producido por las estimaciones del TRMM en cada momento.

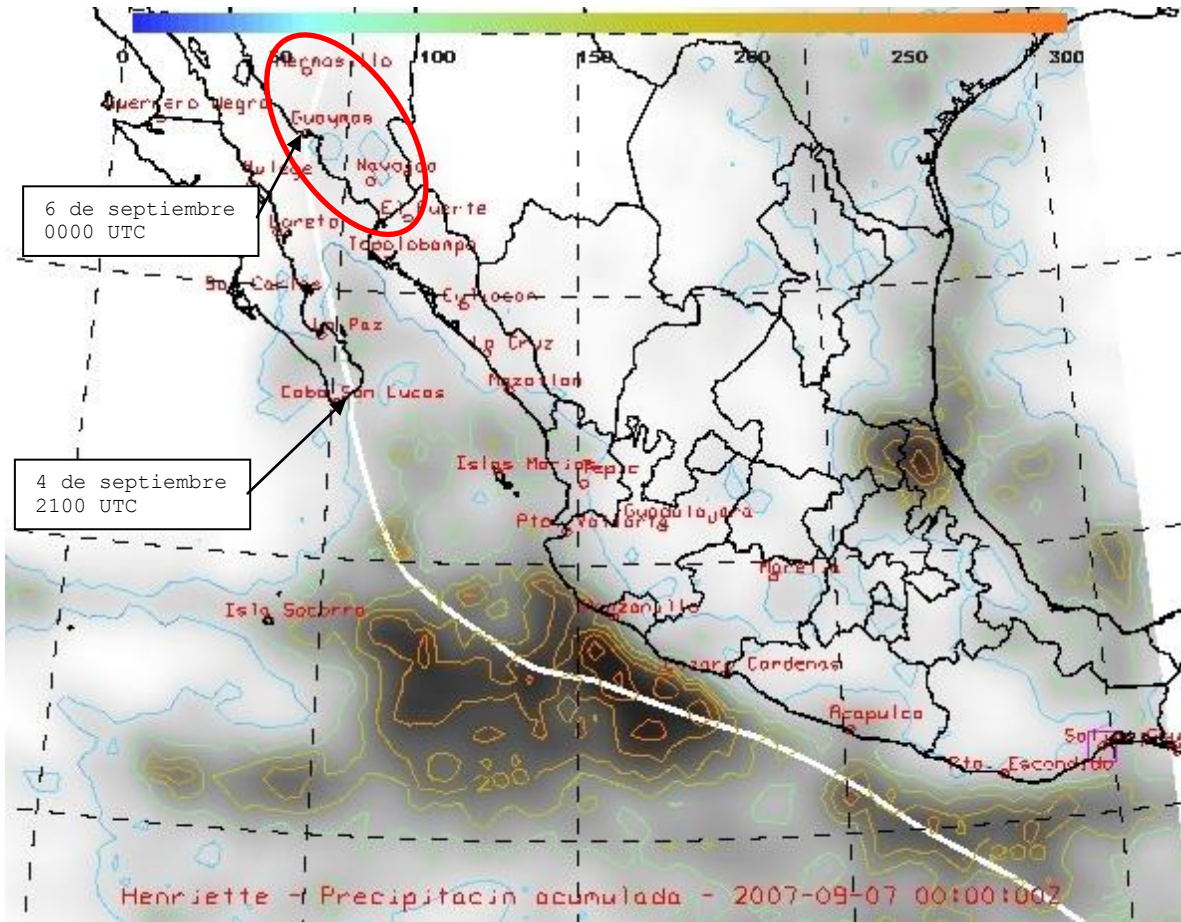


Figura 34. Precipitación acumulada por Henriette del 29 de agosto al 7 de septiembre 0000 UTC. Las líneas de contorno de la precipitación acumulada se muestran cada 50 mm. También se muestra la trayectoria de Henriette (línea blanca) y algunas ciudades de la costa occidental de México. Nótese los niveles bajos de precipitación en las inmediaciones de Guaymas en el sur de Sonora (óvalo) donde Henriette tocó tierra por segunda ocasión.

3.2.6 Ivo (18 al 23 de septiembre).

Ivo fue el último HR de esta temporada, alcanzó la categoría 1, en sus etapas finales se acercó a la punta sur de B.C.S. sin ocasionar efectos sobre tierra.

Se originó a partir de una onda del este que entró en el PNO el 15 de septiembre (Franklin, 2007) y comenzó a dirigirse al oeste, al suroeste de las costas de México. Desde el día 18 0000UTC se comenzó a observar la organización de los sistemas convectivos y 6 horas después ya se podía observar una estructura bien definida que presentaba precipitaciones intensas en las partes cercanas al núcleo. Ivo fue intensificándose continuamente hasta el día 21 mientras se dirigía hacia el noroeste, alcanzó el grado de HR el día 20. Este cambio en el rumbo hacia el noroeste se debió principalmente a la presencia de un sistema subtropical en la costa sur de California que se fue desplazando hacia el interior de los EUA.

Cuando este sistema se desplazó al interior de los EUA, Ivo se vio influenciado en el cambio de dirección de este sistema y cambió su rumbo recurvando hacia el este. Debido a la cortante del viento procedente del oeste Ivo se debilitó a partir del día 21 debido a la aparición de una

componente del oeste en la cortante del viento (Franklin, 2007), además de que la imágenes de satélite en la banda del infrarrojo mostraron una disminución continua en la altura de los cúmulos desde las 0300 UTC de ese día.

Finalmente el día 23 las zonas con mayor profundidad que le quedaban a Ivo se tuvieron su rumbo hacia el noreste, cruzando la punta sur de B.C.S. y dirigiéndose hacia el estado de Sonora, estas regiones profundas no ocasionaron precipitación perceptible, al menos en el TRMM o en la bibliografía consultada. Se disipó por completo el día 24 de septiembre.

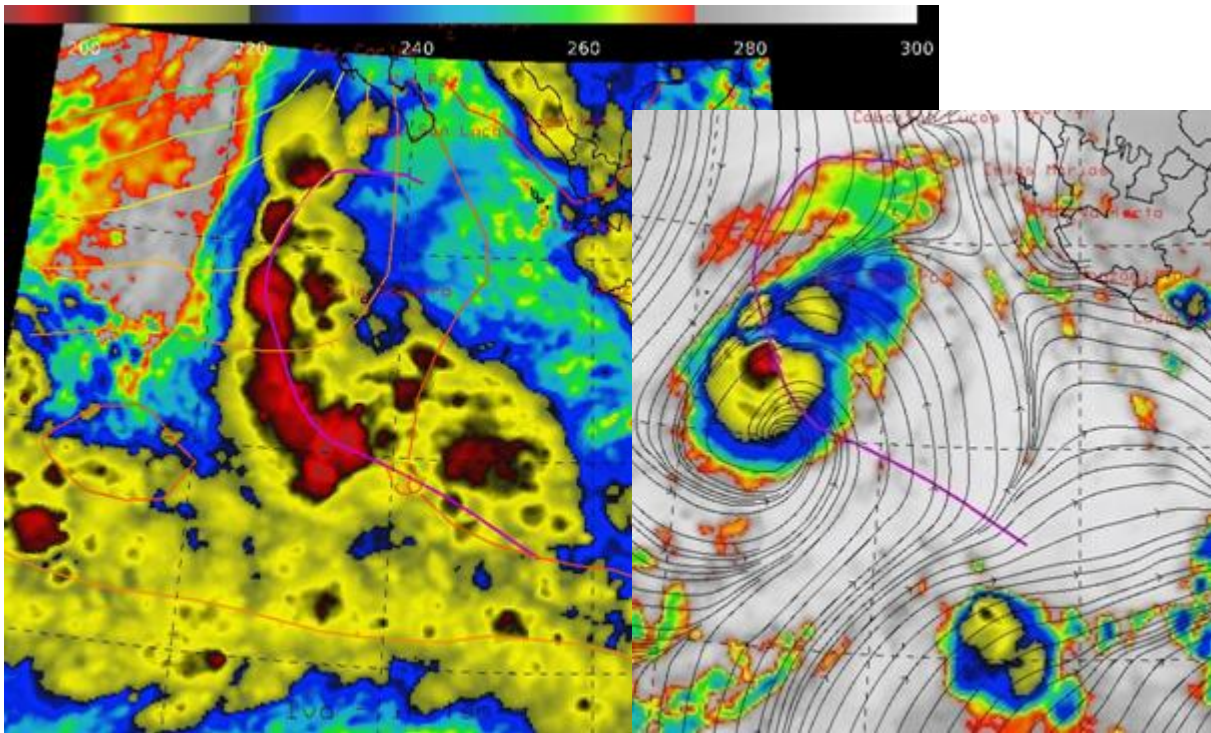


Figura 35. A) Superposición de las imágenes de satélite en la banda del infrarrojo del satélite GOES-11 ($11\mu\text{m}$) para el periodo del 18 de septiembre al 22 de septiembre en donde se muestran las zonas de mayor profundidad convectiva de Ivo. Las zonas rojas muestran las zonas de máxima profundidad convectiva, obsérvese el decremento en las actividades al sur de B.C.S. La escala esta en Kelvin y se muestra en la parte superior de la imagen. También se puede observar la TSM media durante el periodo en el que Ivo estuvo activo, se observa que Ivo siempre se encontró en una zona de aguas cálidas por encima de los 26°C . B) Imagen en infrarrojo con la misma escala de colores que A) en el momento de su máxima intensidad (21 de septiembre 0000 UTC), la flecha muestra su posición para ese momento, también se muestran las líneas de corriente del viento a nivel del mar. En ambas imágenes se muestra la trayectoria de Ivo (línea morada).

3.2.7 Kiko (15 al 23 de octubre).

Último CT de la temporada. Fue una TT que tuvo una trayectoria “exótica” en forma de espiral, semejante a Sergio (2006), se desarrollo en mar abierto y posteriormente se fue acercando hacia las costas de Guerrero amenazando la navegación en ese estado mientras pasaba por las costas del sur y occidente de México para posteriormente adentrarse en mar abierto y disiparse por completo ahí.

La trayectoria errática se debió en parte a la presencia de dos tipos de estructuras que tuvieron lugar en los EUA. En los primeros días de su formación se localizaba un sistema de latitud media en el centro y en el norte de los EUA ocasionando que Kiko se desplazara hacia el este-noreste (Figura 37 A y B), esto sucedió entre los días 15 y 18 de octubre. Este sistema tuvo las características de ser intenso (presiones mínimas de entre los 996 y 100 hPa), extenderse desde las costa oeste hasta el centro de los EUA, incluso al centro norte de México y poseía un rumbo oeste-este. En su máxima extensión hacia el sur (17 de octubre 0000 UTC) las isóbaras de 1004 hPa (presión a nivel del mar) alcanzaron latitudes tan bajas como el estado de Texas (30°N), mientras que en los días anteriores esta isóbara se encontraba alrededor de los 40°N.

Este evento fue muy intenso con respecto al valor mensual de la presión a nivel del mar con valores anómalos de hasta 10 hPa por debajo del valor climatológico en el centro de los EUA y hasta 4 hPa por debajo del valor climatológico en el centro de México, de acuerdo reanálisis del NCEP.

Este sistema de latitud media fue sucedido por una extensión del CAP del Pacífico que se prolongó hacia el suroeste de los EUA desde el día 18 (Figura 37 C) y comenzó a extenderse a lo largo del centro de México ocasionando que Kiko cambiara su rumbo hacia el noroeste (Figura 33D), esto sucedió hasta el día 21, cuando esta extensión se desplazó hacia el Golfo de México.

El último cambio en el curso de Kiko se debió principalmente al desplazamiento del CAP del Pacífico hacia el suroeste de los EUA y posteriormente al centro, lo cual ocasionó que Kiko se desplazara hacia el oeste (Figura 37 E y F). Kiko comenzó a debilitarse debido a que entro en aguas más frías (por debajo de los 26°C) el día 23 y finalmente se disipó por completo el día 26 de octubre.

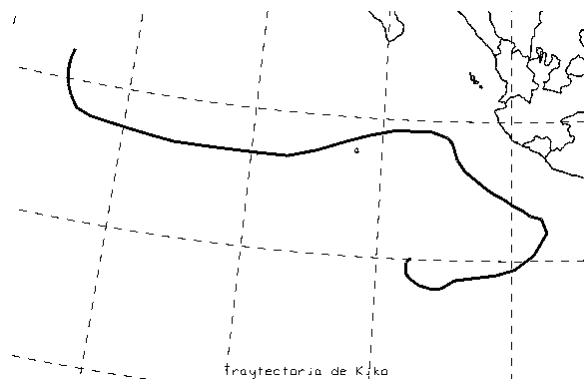


Figura 36. Trayectoria de Kiko.

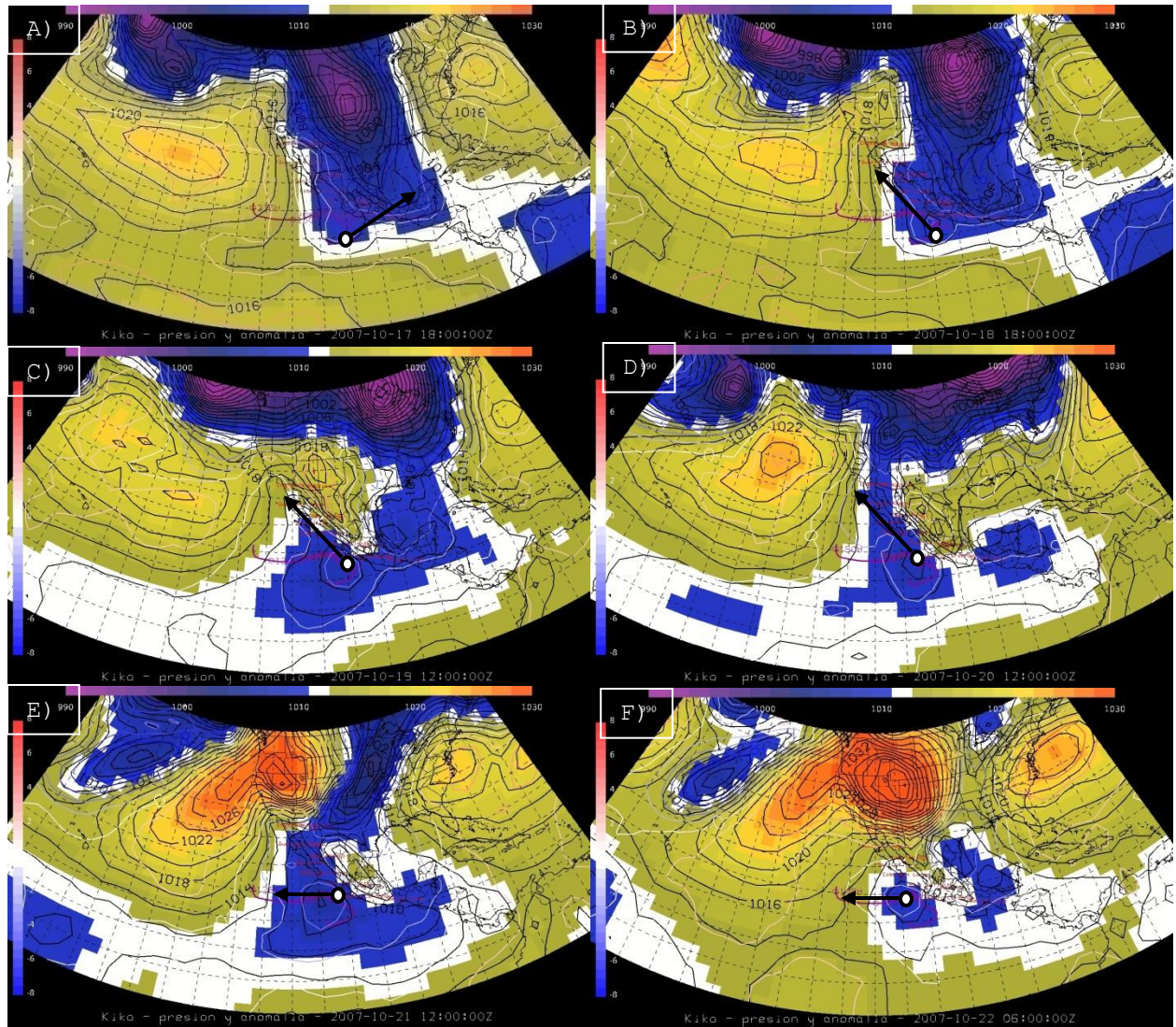


Figura 37 . Presión a nivel del mar. Secuencia de imágenes donde se muestra el desplazamiento del sistema de latitud media sobre el continente y la inserción del CAP del Pacífico en el mismo. A) 17 1800 UTC. B) 18 1800 UTC. C) 19 1200 UTC D) 20 1200 UTC D) 21 1200 UTC E) 22 0600 UTC. La posición de Kiko se muestra como un punto negro y su rumbo en ese momento se indica con una flecha. Las unidades se encuentran en hPa (rojo, alta presión, azul y morado, baja presión, blanco presión estándar 1012 hPa).

3.3 Temporada 2008.

Esta temporada activa, en la cual se formaron 16 CTs, nivel por encima del valor promedio (15.2), Figura 4. El impacto de los CT en las costas mexicanas del PNO, así como en Centroamérica fue mayor en esta temporada en relación al 2007. En este año hubo cinco CTs que interactuaron apreciablemente con el continente (Costa Rica, Honduras, El Salvador, México y Nicaragua), mientras que el año anterior, fueron solamente dos.

Se formaron siete HRs durante los meses de julio a octubre, de los cuales solamente Norbert interactuó con el continente, que se desarrolló a principios de Octubre. Este HR ocasionó intensas precipitaciones e inundaciones en los estados de B.C.S. y Sonora en donde se reportan 5 muertes oficiales debido a las inundaciones producidas por las intensas precipitaciones. Tocó tierra por primera vez en B.C.S. y atravesó la península para posteriormente tocar tierra por segunda vez en Sonora.

Además de estos siete HRs se desarrollaron unas nueve TT, de las cuales cuatro interactuaron con el continente, siendo el caso de Alma un evento histórico ya que ha sido el único CT que se ha formado en los límites orientales del PNO, formándose en la costa occidental de Costa Rica. Debido a Alma se reportaron dos muertes directamente atribuibles a la TT así como otras muertes indirectas en Centroamérica. La TT Douglas ocasionó también precipitaciones intensas, así como ráfagas intensas de viento en el estado de Colima, aunque no se reportan daños.

Lowell ocasionó daños en el estado de Sonora y Julio ocasionó precipitaciones en B.C.S. y provocó que una persona se ahogara debido a las inundaciones ocasionadas en las inmediaciones de Mulegé.

Además de estos CT que interactuaron con el continente también la depresión 5-E ocasionó precipitaciones intensas en Colima, aunque no se reportaron daños ni inundaciones.

Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra	Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra
Alma (TT)	29-30 de mayo	Si	Iselle (TT)	13-16 de agosto	No
Boris (HR1)	27 de jun-4 de jul	No	Julio (TT)	23-26 de agosto	Si
Cristina (TT)	27-30 de junio	No	Karina (TT)	2-3 de septiembre	No
Douglas (TT)	1-4 de julio	Si	Lowell (TT)	6-11 de septiembre	Si
Depresión 5-E	5-7 de julio	Si	Marie (HR1)	1-6 de octubre	No
Elida (HR2)	11-19 de julio	No	Norbert (HR4)	4-12 de octubre	Si
Fausto (HR2)	16-22 de julio	No	Odile (TT)	8-12 de octubre	No
Genevieve(HR1)	21-27 de julio	No	Depresión 17-E	23-28 de octubre	Si
Hernan (HR5)	6-2 de agosto	No	Polo (TT)	2-5 de noviembre	No

Tabla 20. CTs que se produjeron en la temporada 2008 del PNO. El número a la derecha de HR se refiere a su categoría en la escala Saffir-Simpson.

A partir de reportes detallados de cada huracán se identificó que los estados afectados directamente por los CTs debido a lluvias intensas, evacuación de poblaciones, mareas de tormenta en ciudades costeras, deslaves, etc., en esta temporada fueron B.C.S., Sinaloa, Sonora y en menor grado Colima y Guerrero. Lo cual no quiere decir que otros estados no percibieron

efectos asociados a algún CT o que alguno de estos estados mencionados haya sido afectado en su totalidad por el CT.

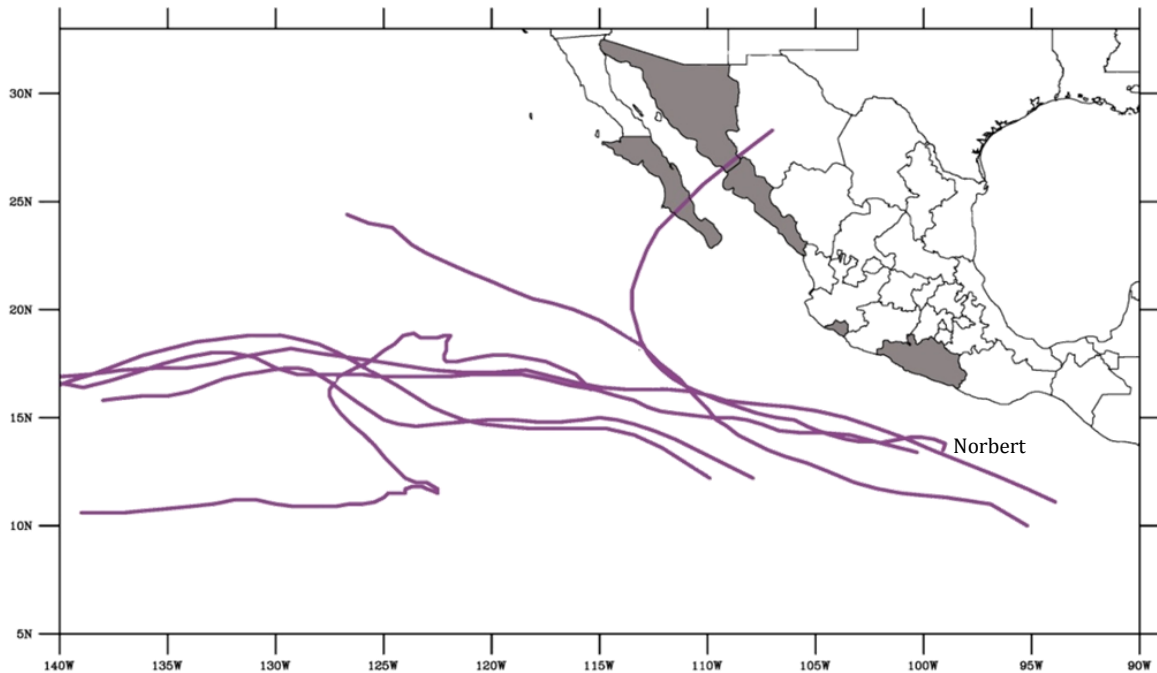


Figura 38. Trayectorias de los HRs que se desarrollaron en el 2006 y los nombres de los CT que tocaron tierra en esa temporada. Estados que resultaron más afectados.

Aunque no se muestra en el mapa, también los países centroamericanos mencionados anteriormente recibieron grandes acumulaciones de precipitación, vientos intensos y afectaciones debido a Alma.

3.3.1 Alma (29 al 30 de mayo).

Ha sido el primer CT formado en el PNO en tocar tierra en Centroamérica desde que inició el registro de CTs en el PNO en 1949 y tuvo la peculiaridad de que se formó sin ayuda de una onda del este, sino a partir de una zona de baja presión estacionaria localizada en Centroamérica (Brown, 2008).

Tuvo un rumbo hacia el norte y tocó tierra el día 29 en Nicaragua. Alcanzó su intensidad máxima de 28 ms^{-1} , aproximadamente dos horas antes de tocar tierra. Se pudo observar que Alma se desarrolló en una zona donde la cortante de viento era pequeña y que se dirigió hacia una zona de alta presión localizada en el Mar Caribe.

El viento a 500 hPa en los alrededores de Alma se componía principalmente por vientos del sur, que convergían en una zona de baja presión localizada al oeste de Alma, lo cual incidió en que los sistemas convectivos más profundos se encontraran al oeste de Alma (Figura 40 B) y no sobre su trayectoria como se ha observado en otros casos. Desde sus orígenes fortaleció debido a la calidez de las aguas y a la poca cortante en el viento durante esos días. Alcanzó a

desarrollar un pequeño ojo que se pudo observar en las imágenes infrarrojas el día 29, aproximadamente seis horas antes de tocar tierra. Cuando tocó tierra, comenzó a debilitarse rápidamente y se disipó el día 30.

A pesar de ser una TT que permaneció activa durante un par de días no por eso ocasionó daños despreciables en Costa Rica, El Salvador, Honduras y Nicaragua. El país que mayor precipitación y mayores afectaciones tuvo fue Costa Rica pesar de que Alma no tocó tierra aquí (la distancia mínima entre Alma y Costa Rica fue de menos de 80 km a las 0000 UTC del día 29) en donde se reportan lluvias con niveles de hasta 370 mm durante 48 horas en Quepos (Brown, 2008).

Se emplearon las estimaciones del TRMM para determinar la cantidad de precipitación acumulada en las capitales de dichos países y en caso de ser posible se comparó con (Brown, 2008).

Ciudad o población	San José, Costa Rica (triangulo)	Managua, Nicaragua (rombo)	San Salvador, El Salvador (estrella)
Prec. Acumulada [mm]	135	50	150
Lluvia reportada [mm]	115	70	---
Error porcentual	17%	30%	---
Ciudad o población	Tegucigalpa, Honduras (círculo)		
Prec. Acumulada [mm]	90		
Lluvia reportada [mm]	---		
Error porcentual	---		

Tabla 21. Nivel de precipitación acumulada en cada capital. Se muestran de Sur a Norte. Los nombres de las figuras entre paréntesis muestran la posición de estas ciudades en la Figura 40 A.

Entre los daños ocasionados por Alma se consideran once muertes en Honduras, una se debió a las precipitaciones intensas, y las otras diez fueron debidas al oleaje imperante en la región en cuestión ocasionando la pérdida dos botes, así como la destrucción de unas 200 viviendas, además, debido al mal tiempo ocasionado por esta TT se originó un accidente en el aeropuerto de Tegucigalpa donde perdieron la vida otras cinco personas. Mientras que en Nicaragua alrededor de 200 casas fueron destruidas. En El Salvador no se reportaron daños.

Costa Rica que fue el país más afectado por Alma en términos de daños materiales, se reportó el deslave de alrededor de 100 vías de comunicación entre puentes y carreteras, así como el daño en miles de viviendas (Brown, 2008). La precipitación ocurrida en Costa Rica fue continua a lo largo de 3 días, desde que comenzó a desarrollarse hasta que se disipó en tierra firme acompañadas de niveles de convección muy profundos durante el día 29. En la Figura 36 se muestra el caso de San José. Se observó que la precipitación más intensa durante esos días se debió a la profundización de los sistemas convectivos que se localizaban al oriente de la zona de baja presión que se organizaban alrededor del centro de la TT. También se encontraron patrones semejantes de lluvia y profundidad en los niveles de convección en el occidente de Costa Rica.



Figura 39. Profundidad en la convección y niveles de precipitación acumulados en San José.

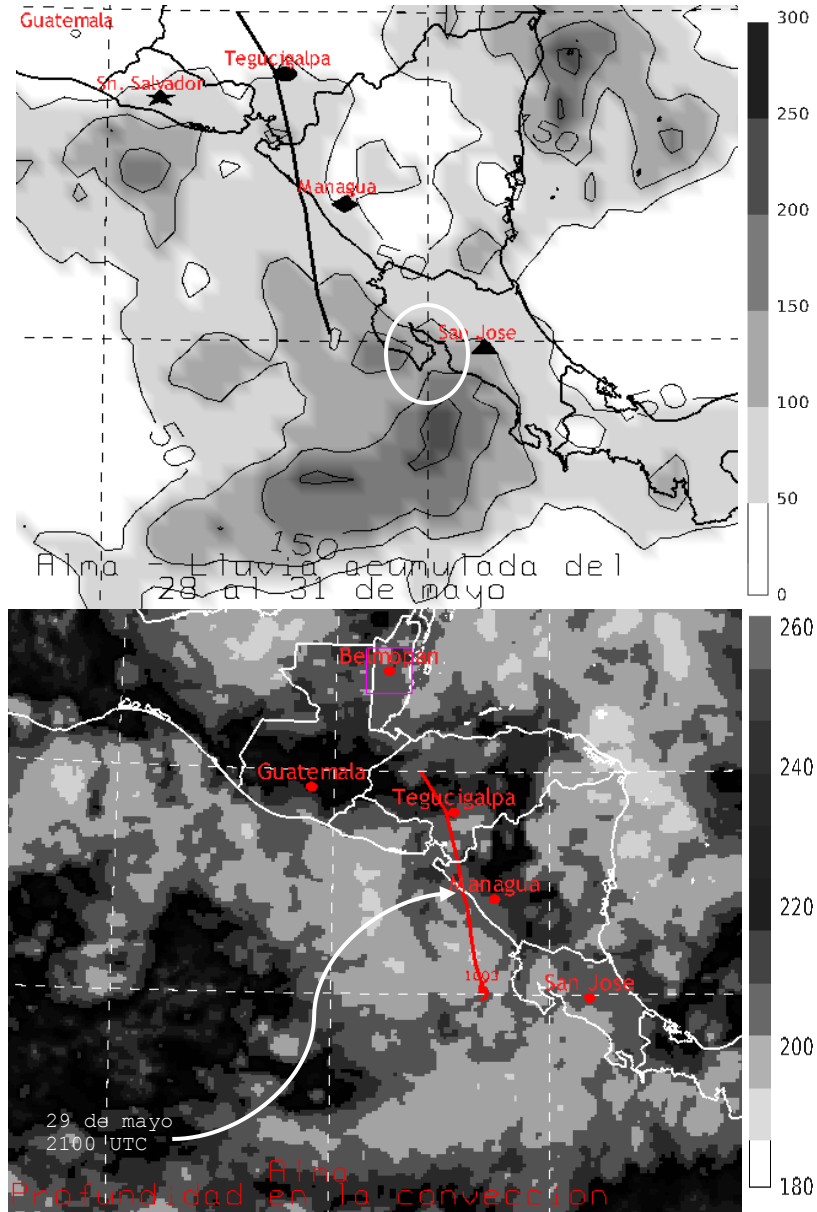


Figura 40. A) Precipitación acumulada en Centroamérica durante los días 28 y 31 de mayo. Las líneas de contorno se muestran cada 50 mm. Se remarca la zona de mayor acumulación de precipitación sobre el continente (Circunferencia sobre el occidente de Costa Rica). B) Superposición de los niveles máximos de

profundidad durante el periodo de A. La escala de B se muestra en Kelvin. En ambas figuras la línea que atraviesa Centroamérica representa la trayectoria de Alma.

3.3.2 Julio (23 al 26 de agosto).

Fue una TT que se originó a partir de una onda del este que entró al PNO el 17 de agosto (Pasch, 2009). La organización convectiva comenzó a observarse desde del día 23, al tiempo en que se profundizaba la convección y comenzó a dirigirse hacia el nornoroeste, influenciado por una zona de alta presión en el Golfo y centro de México, y una zona de convergencia del viento a 500 hPa localizada al suroeste de Julio, sobre los 15°N.

La zona de alta presión se desplazó hacia el suroeste y, la zona de convergencia hacia el oeste durante el tiempo en el que estuvo activo Julio. Debido a la influencia de la zona de baja presión, los cúmulos más profundos de Julio se localizaron entre el oeste y el suroeste de su centro. Pero una vez que entró a tierra, los cúmulos más profundos se situaron sobre el centro de la misma. A pesar de que Julio se desarrolló en una zona donde la cortante del viento era baja y que siempre permaneció sobre una zona de aguas cálidas no pudo alcanzar la categoría de HR, sus vientos máximos tuvieron intensidades de hasta 23 ms^{-1} desde el día 24 hasta el día 25.

Tocó tierra el día 25 en una zona escasamente poblada, en la costa occidental de B.C.S., a partir de ese momento comenzó a debilitarse continuamente. Antes de su arribo a tierra, la convección disminuyó, pero una vez dentro de tierra volvió a profundizarse ocasionando precipitaciones intensas en el norte de B.C.S., en esta región se alcanzaron niveles, de acuerdo a las estimaciones del TRMM, de más de 100 mm en periodos de 24 horas en las inmediaciones de Loreto, mientras atravesaba B.C.S. y de acuerdo a los datos de la Comisión Nacional del Agua (CNA) en Loreto se registraron 198 mm de agua en 24 horas lo cual representa hasta el 130% del nivel de precipitación en esta región, mientras que en Mulegé y Santa Rosalía la precipitación representó aproximadamente el 160% y 190% respectivamente a cada localidad del valor climatológico. Estos datos se obtuvieron al comparar el valor medio anual de la cantidad de precipitación de las estaciones meteorológicas en dichas localidades que fueron obtenidos a través de los valores de las Normales Climatológicas por Estación localizadas en el sitio del Servicio Meteorológico Nacional (www.smn.cna.gob.mx).

Finalmente entró en el Golfo de California, cerca de Santa Rosalía, el 26 de agosto como una depresión tropical con un rumbo hacia el este, disipándose frente a las costas de Guaymas. Sus remanentes ocasionaron precipitaciones en el sur de Sonora.

Se pudo observar que la región del norte de B.C.S. presenta un déficit en las estimaciones del TRMM de aproximadamente el 50%, mientras que en el sur y centro las estimaciones son muy cercanas a lo reportado por la CNA, en Ciudad Constitución el error porcentual fue del 2%. Aunque en el estado de Sonora, que también recibió grandes cantidades de lluvia no se pudieron obtener datos para comparar las estimaciones del TRMM.

Respecto a los daños ocasionados por Julio, las localidades más afectadas en B.C.S. fueron Loreto, Mulegé, Santa Rosalía y Ciudad Insurgentes, en esta última se presentaron inundaciones. Debido las intensas precipitaciones dos personas perdieron la vida al ser

arrastrados por las corrientes de agua, una en la inmediaciones de Ciudad Constitución, B.C.S. y otra el municipio de el Rosario, Sonora.

En el estado de Sonora, el deslave de carreteras dejó incomunicada una localidad en las inmediaciones de Guaymas (Rodríguez, et al, 2008).

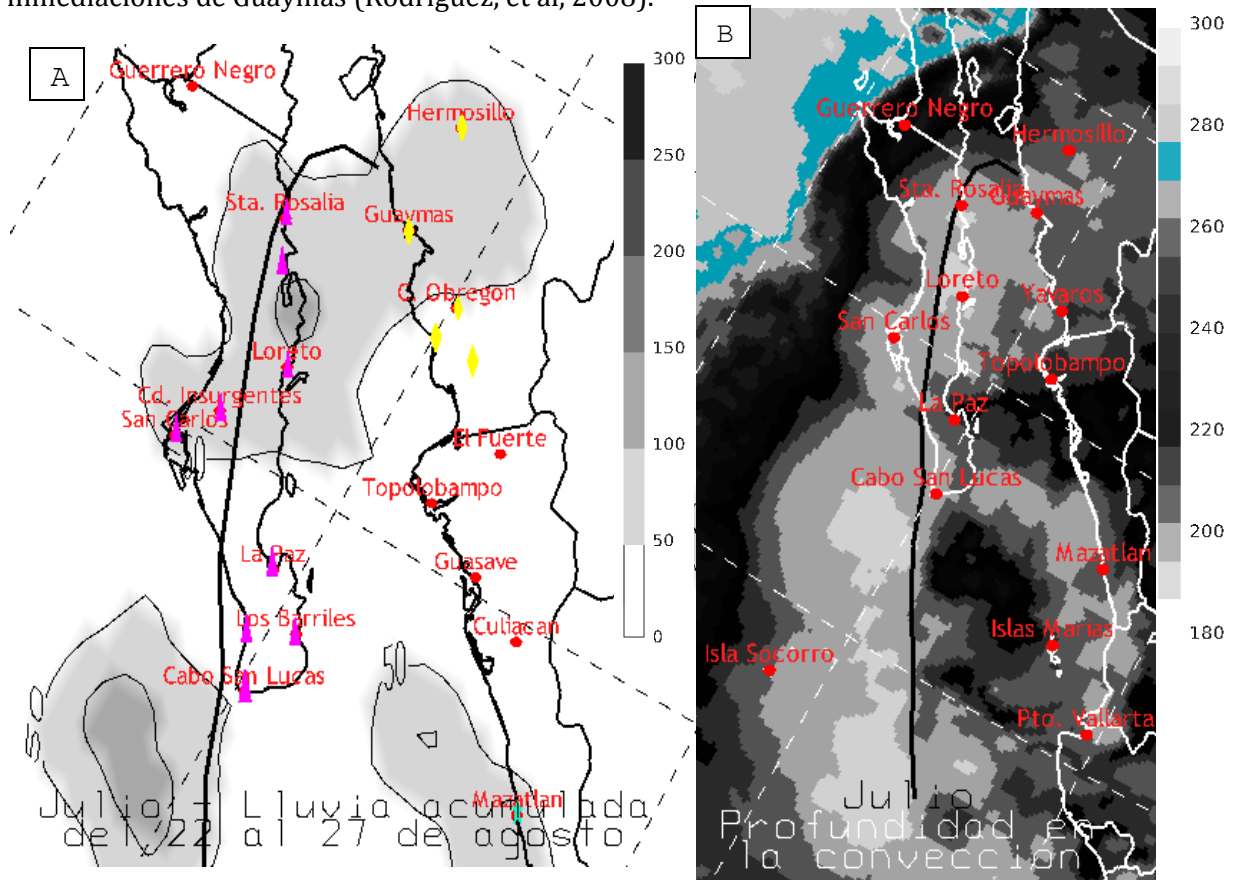


Figura 41. A) Lluvia acumulada desde el 22 al 27 de agosto en B.C.S. y la costa sur de Sonora. Las líneas de contorno se muestran cada 25 mm. Se muestra la posición de algunas localidades de la Tabla 22 (triángulos) y algunas localidades de la Tabla 23 (rombo). B) Se muestra la superposición de los niveles máximos de convección en el infrarrojo ($\sim 11\mu\text{m}$) y la lluvia acumulada para el mismo periodo que A cada 50 mm. La curva punteada muestra en forma esquemática la ubicación de la zona de baja presión y la flecha apunta hacia la presión mínima. La trayectoria de Julio se muestra como una línea negra en A y como una línea verde en B.

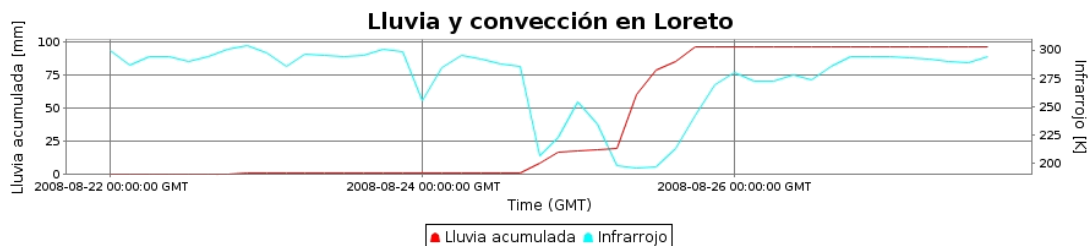


Figura 42. Se muestra la lluvia acumulada en Loreto. Se puede apreciar la intensidad de la lluvia durante el día 25 de agosto y los niveles de convección muy profundos (óvalo negro), alcanzando temperaturas de hasta 195 K, lo cual muestra la intensificación de la convección de Julio antes de entrar en el Golfo de California.

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
TRMM [mm]	50	36	25
CNA [mm]	84	43	26
Error porcentual	-40%	-16%	-4%
Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
TRMM [mm]	30	30	30
CNA [mm]	78	118	14
Error porcentual	-61%	-75%	-50%
Ciudad o población	San Carlos	Ciudad Constitución	Ciudad Insurgentes
TRMM [mm]	71	70	85
CNA [mm]	---	71	155
Error porcentual	---	-2%	-45%
Ciudad o población	Loreto	Mulegé	Santa Rosalía
TRMM [mm]	100	116	80
CNA [mm]	138	195	71
Error porcentual	-27%	-40%	-15%

Tabla 22. Precipitación acumulada del 23 al 26 de agosto en B.C.S. tanto por el TRMM como por la CNA. El error relativo se calculó tomando como base el valor reportado por la CNA. Se remarcan en negro los valores donde el error relativo es menor al 20% o la diferencia sea menor a 20 mm.

Ciudad o población	Yávaros	Villa Juárez	C. Obregón
TRMM [mm]	20	20	35
Ciudad o población	Guaymas	Hermosillo	
TRMM [mm]	65	95	

Tabla 23. Precipitación acumulada del 23 al 26 de agosto en Sonora.

3.3.3 Lowell (6-11 de septiembre).

Fue una TT que se desarrolló a partir de la interacción entre una onda del este que entró al PNO el 28 de agosto y una zona de baja presión al suroeste de las costas de Guerrero (Berg, 2008). Lowell tuvo un rumbo paralelo a esta zona hasta el día 10, momento en el cual cambió su rumbo hacia el norte y esta zona se disipó. El cambio hacia el norte se debió principalmente a la presencia de un anticiclón localizado en el norte del Golfo de México, cerca de la costa de Texas y Louisiana, para recurvar hacia el este. Finalmente se disipó al tocar tierra en las inmediaciones de Cabo San Lucas. Los remanentes de Lowell produjeron intensas lluvias en los estados de Sinaloa y Sonora.

Debido a la presencia de la zona de baja presión, que fue su principal fuente de energía, los sistemas más profundos de Lowell se localizaron al oeste y al noroeste de su centro, lo cual ocasionó que el centro estuviera expuesto en su parte oriental y no pudiera intensificarse más (la intensidad máxima de los vientos fue de 23 ms^{-1} durante un periodo de 24 horas) hasta tocar tierra el día 11, Lowell comenzó a debilitarse rápidamente debido al aire seco proveniente del anticiclón. Los remanentes se dirigieron hacia el noroeste y llegaron a las costas de Sonora y Sinaloa, en donde se produjeron precipitaciones intensas, al contrario de lo que sucedió en B.C.S., en donde la precipitación fue limitada. Finalmente los restos de Lowell se incorporaron a un frente localizado sobre el centro de EUA y ayudaron a intensificarlo con la humedad que tenían estos restos, lo cual produjo niveles de precipitación históricos en Illinois y Kansas, así como precipitaciones intensas en Ciudad Juárez, Chihuahua.

Lowell presentó actividad en una región cálida del Pacífico, y en donde no se observó una cortante del viento intensa, lo cual ayudó a que no se disipara antes de tocar tierra. Además de esta TT durante el 8 y 9 de septiembre tuvo lugar otro sistema convectivo en la costa occidental de México, sobre los estados de Nayarit y el sur del estado de Sinaloa. Este sistema también aportó grandes cantidades de precipitación a la región, las estimaciones del TRMM calcularon niveles de entre 50 y 150 mm durante un periodo de 12 horas aproximadamente.

A pesar de que Lowell ocasionó precipitaciones intensas, los daños ocurridos en los estados de B.C.S. y Sinaloa son pequeños. Entre estos destacan, la suspensión de clases en escuelas, cierre temporal del puerto de Topolobampo y de Cabo San Lucas, afectando el tránsito de cruceros. En Sonora no se reportan daños. El mayor afectado por los remanentes de Lowell y un frente frío localizado en el oeste de EUA, fue el estado de Chihuahua en donde seis personas perdieron la vida, debido a las avenidas en los cauces; también se inundaron grandes extensiones de cultivos y 50 poblados quedaron incomunicados (El Universal, 2008).

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
TRMM[mm]	30	---	20
CNA [mm]	50	115	15
Error porcentual	-40%	---	25%
Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
TRMM[mm]	---	52	30
CNA [mm]	60	32	46
Error porcentual		62%	-34%
Ciudad o población	San Carlos	Ciudad Constitución	Ciudad Insurgentes
TRMM [mm]	45	40	35
CNA [mm]	---	32	---
Error porcentual	---	37%	---
Ciudad o población	Loreto	Mulegé	Santa Rosalía
TRMM[mm]	15	---	0
CNA [mm]	11	5	0
Error porcentual	36%	---	0%

Tabla 24. Precipitación acumulada del 8 al 11 de septiembre en B.C.S. tanto por el TRMM como por la CNA. El error relativo se calculó tomando como base el valor reportado por la CNA. El error relativo se obtuvo a partir de los datos obtenidos de la CNA. Algunas localidades se muestran en la Figura 43 B como triángulos. Se remarcan en negro los valores donde el error relativo es menor al 20% o la diferencia sea menor a 20 mm.

Ciudad o población	Yávaros	Villa Juárez	C. Obregón
TRMM [mm]	45		40
Ciudad o población	Guaymas	Navojoa	Hermosillo
TRMM [mm]	20	75	< 15 mm

Tabla 25. Precipitación acumulada estimada por el TRMM del 8 al 11 septiembre en Sonora. Algunas localidades se muestran en la Figura 43 B como rombos.

Ciudad o población	Escuinapa	Mazatlán	Culiacán
lluvia acumulada [mm]	135	125	50
Ciudad o población	Topolobampo	El Fuerte	
lluvia acumulada [mm]	95	120	

Tabla 26. Precipitación acumulada estimada por el TRMM del 8 al 11 septiembre en Sinaloa. La posición de estas localidades de se muestra en la Figura 43 B como estrellas.

Las estimaciones de la Tabla 26 muestran la precipitación acumulada en las ciudades de Escuinapa y Mazatlán, en el sur de Sinaloa; que fue producido principalmente por un sistema convectivo ajeno a Lowell, es semejante al nivel de lluvia acumulada en las ciudades de Culiacán, Topolobampo, El Fuerte, en el norte de Sinaloa y en el sur de Sonora; que fue producto de Lowell.

Se observó que los restos de la TT tuvieron la misma profundidad que el sistema convectivo sobre el sur de Sinaloa y Nayarit, aunque este los remanentes permanecieron durante más tiempo sobre tierra que el sistema convectivo. Como se puede observar en la Figura 43 B.

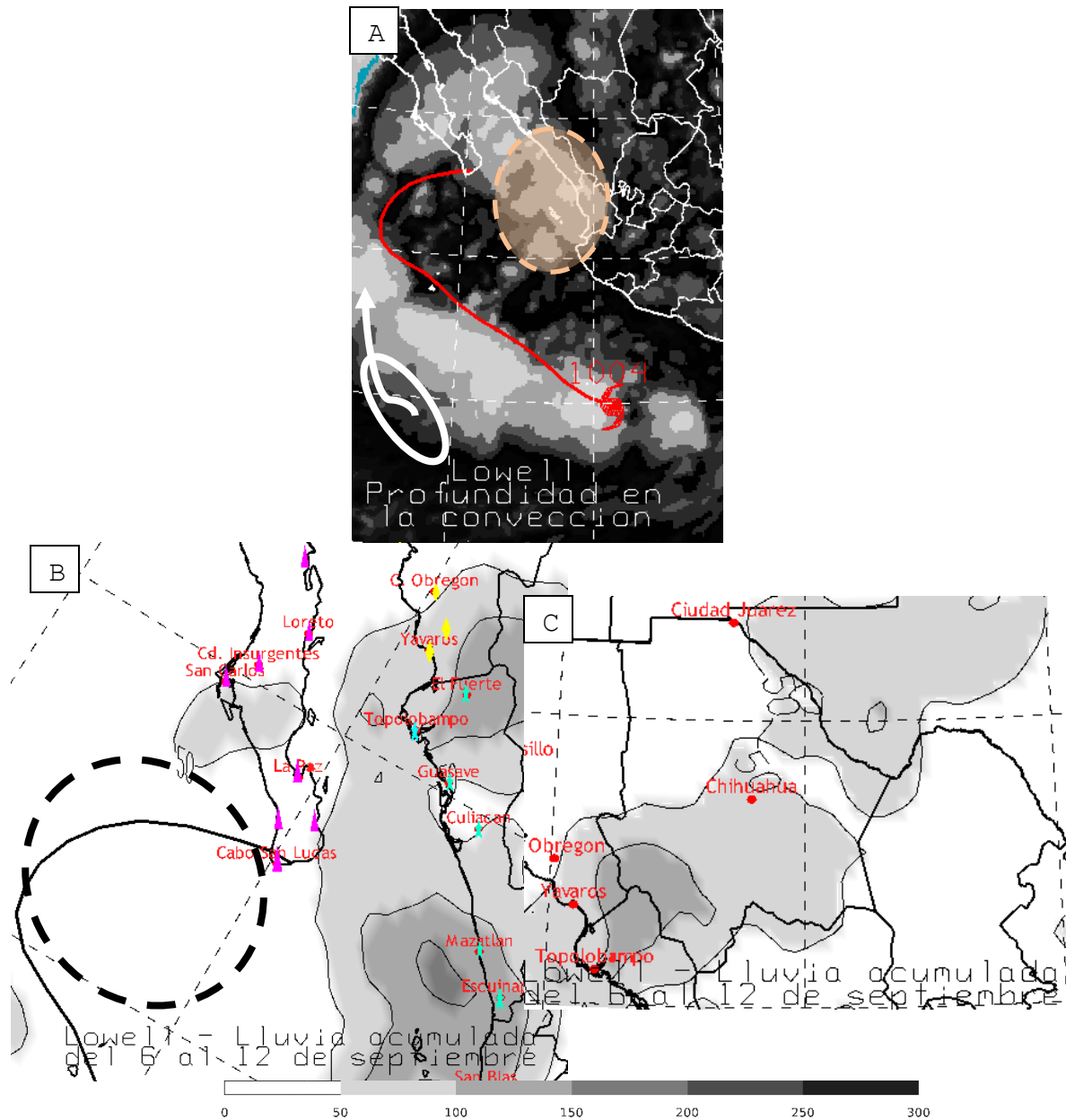


Figura 43. A) Superposición de los niveles de convección, en donde se muestra esquemáticamente la zona de baja presión que influyó sobre la trayectoria de Lowell. También se muestra el sistema convectivo que ocasionó precipitaciones en el sur de Sinaloa y en Nayarit (óvalo punteado). B) Lluvia acumulada del 6 al 12 de septiembre en el noroeste de México. Antes de tocar tierra no se produjeron precipitaciones intensas

(óvalo punteado). C) Lluvia acumulada del 6 al 12 de septiembre en el norte de México ocasionada por los remanentes de Lowell y por un sistema de latitud media que atravesó EUA.

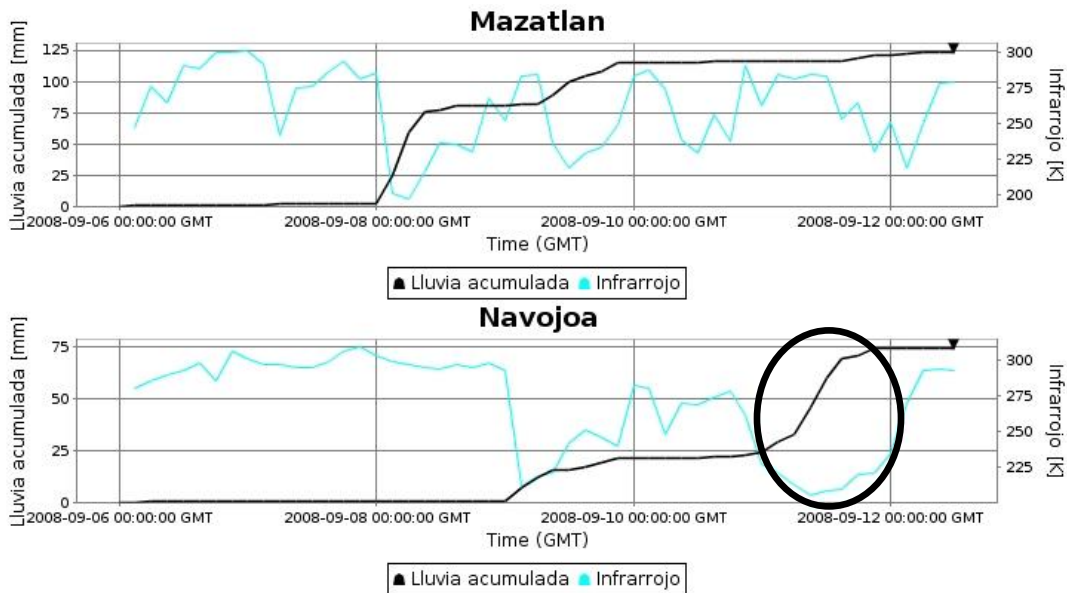


Figura 44. Precipitación acumulada y convección en Mazatlán y en Navojoa para el periodo del 6 al 12 de septiembre. Se muestra la cantidad de precipitación originada por el sistema convectivo en Mazatlán (elipses punteadas) y por Lowell en Navojoa (circunferencia).

3.3.4 Norbert (4 al 12 de octubre).

Se originó debido a la presencia de una zona de baja presión al sur del Golfo de Tehuantepec que se fue desplazando hacia el occidente desde el 2 de octubre, en esta región se presentó una intensa cortante horizontal del viento ocasionando que la intensificación de este fuera lenta durante los siguientes cinco días, hasta que alcanzó la categoría de HR. Pasó más de 48 horas como TT debido a esta cortante intensa antes llegar a alcanzar la categoría de HR el día 7 (Figura 46).

En sus primeros momentos de actividad mantuvo un rumbo hacia el oeste-noroeste alejándose de las costas de Michoacán y Jalisco. Una vez que alcanzó la categoría de HR comenzó a fortalecerse rápidamente y formó un ojo en su centro desde el día 8, mismo que perduró hasta el día 11 (Figura 45 B).

Alcanzó la categoría 4 el día 8, y alcanzó a producir vientos sostenidos de hasta 59 ms^{-1} y una presión mínima central de 945 hPa, para posteriormente comenzar a disminuir su actividad lentamente, y disminuir la profundidad en la convección, justo en el momento en el que comenzó a cambiar su rumbo hacia el norte, este cambio se debió principalmente a la formación de un anticiclón en el occidente de México, que era a su vez una extensión occidental del anticiclón del Golfo de México y, debido a ello la actividad convectiva fue menos profunda.

Finalmente la aparición de un frente frío, que ayudó a intensificarlo hasta alcanzar vientos de 51 ms^{-1} , sobre el occidente los EUA y el anticiclón ocasionaron que Norbert recurvara hacia el noreste (Figura 45 A), al acercarse a tierra comenzó a debilitarse. Finalmente tocó tierra sobre B.C.S. al sur de San Carlos el día 11 con una intensidad de 46 ms^{-1} y una presión central de 956 hPa; atravesó la península ocasionando precipitaciones intensas y daños severos en el interior de esta hasta que salió al Golfo de California para volver a tocar tierra en el sur de Sonora el día 12 con una intensidad de 38 ms^{-1} y una presión central de 964 hPa cerca del puerto de Yávaros; pudo cruzar la Sierra Madre Occidental y llegar hasta el estado de Chihuahua, donde finalmente se disipó.

A pesar de que en un principio se desplazó paralelo a la costa occidental de México no interactuó con ella. Respecto a los daños ocasionados por Norbert en B.C.S. ocurrieron precipitaciones intensas en las inmediaciones de Ciudad Constitución donde se reportaron daños en más de 16 mil viviendas, así como daños en las carreteras del estado. Los daños se estiman en 8800 millones de pesos.

En Sonora se reportaron 5 personas fallecidas a causa del HR y la desaparición de otras tres, así como el hundimiento de 4 barcos y el daño a otros 70 en el puerto de Topolobampo. La población de Álamos, Sonora fue la que más daños recibió, entre los cuales se mencionan la destrucción de unas 240 viviendas y la destrucción del sistema de energía eléctrica, así como la destrucción parcial del sistema de aguas. El valor de los daños se estima en mil millones de pesos.

En Sinaloa se hundieron aproximadamente 200 botes camaroneros dejando pérdidas por unos 8 millones de pesos y se declaró como zona de desastre los municipios de Choix, El Fuerte, Guasave y Sinaloa de Leyva.

Las estimaciones TRMM no estuvieron disponibles en estas fechas, ocurrió lo mismo que en el caso de Henriette en donde no registró lluvias en el noroeste de México, pesar de que la profundidad en la convección era muy intensa (menor a los 225 K) y que los mapas de precipitación del Servicio Meteorológico Nacional muestran que en la región del sur de Sonora se recibieron niveles de precipitación mayores a los 50 mm y hasta mayores a 100 mm en casos extremos. Se muestra el reporte de la CNA en las localidades afectadas por el Norbert en el estado de B.C.S. (Tabla 27).

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
CNA [mm]	<10	<10	15
Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
CNA [mm]	35	0	30
Ciudad o población	San Carlos	Ciudad Constitución	Ciudad Insurgentes
CNA [mm]	55	---	51
Ciudad o población	Loreto	Mulegé	Santa Rosalía
CNA [mm]	120	0	0

Tabla 27. Precipitación acumulada en el estado de B.C.S. desde el día 3 al 12 de octubre basado en las mediciones de la CNA.

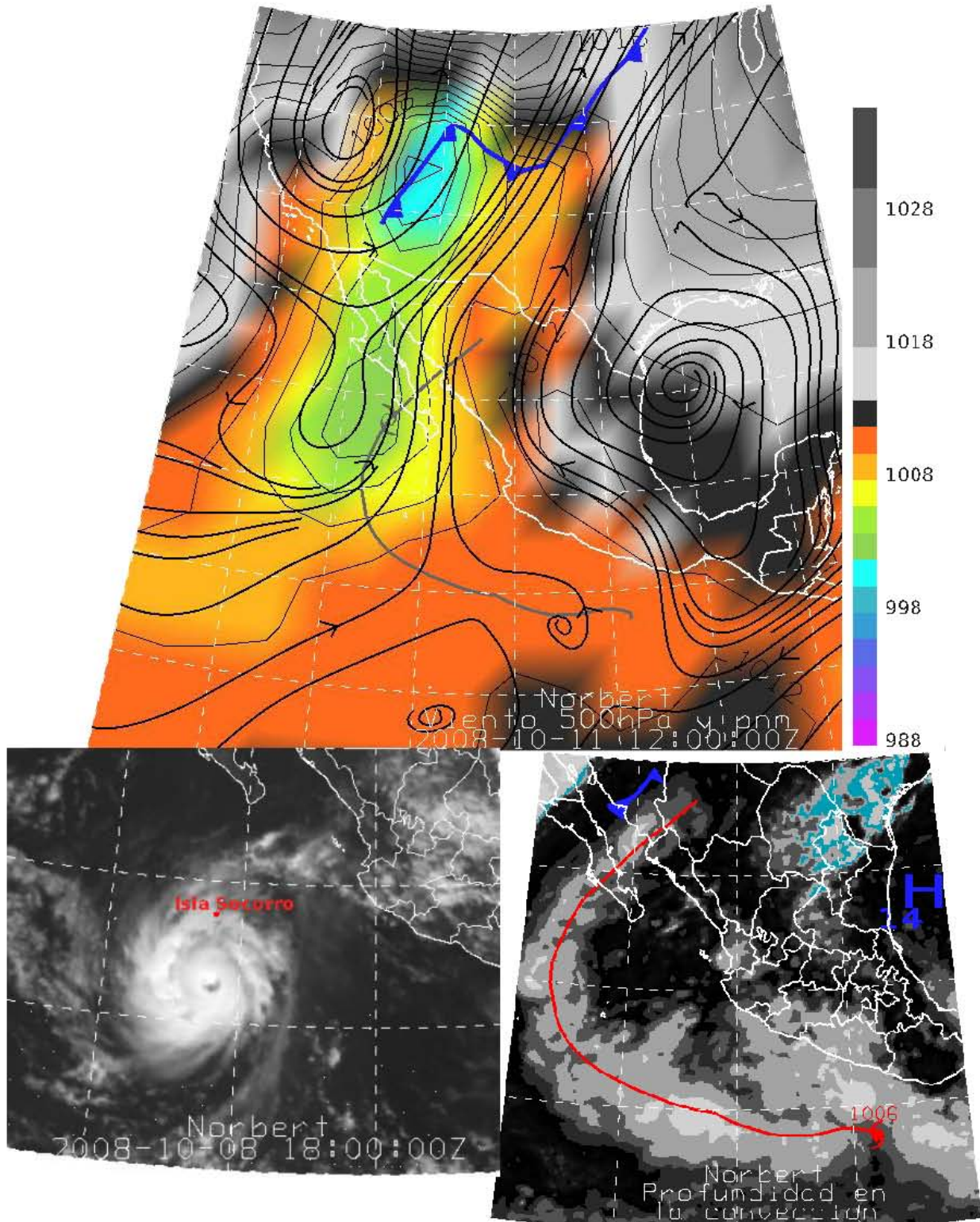


Figura 45. A) Presión a nivel del mar cada 2 hPa y líneas de corriente a 500 hPa para las 1200 UTC del día 11. Se muestran las líneas de corriente, en las cuales se observa un frente frío, así como un anticiclón en el Golfo de México. B) Norbert en el visible, en su momento de máxima intensidad 1800 UTC del día 8. C) Superposición de los niveles de convección en donde se muestra en forma esquemática los elementos que influyeron en la trayectoria de Norbert. Un anticiclón en el Golfo de México y un frente frío sobre Sonora que influyeron en sus etapas finales.

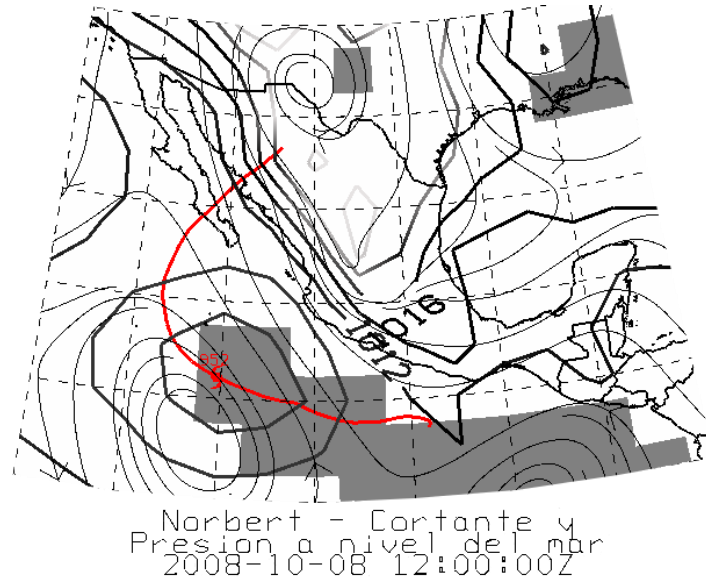


Figura 46. Momento en el que Norbert se encuentra sobre una región donde la cortante del viento es alta (región gris mayor a 10 ms^{-1}). También se muestran las isóbaras de 1012 y 1016hPa a nivel del mar y las líneas de corriente del viento a 500 hPa.

Durante esta temporada se observó que las actividades fueron casi continuas hasta que se presentó una interrupción de más de 20 días que comenzó con la disipación de Lowell el 11 de septiembre y finalizó con la formación de Marie el 1 de octubre.

En forma semejante a las duplas del Pacífico de las temporadas 2006 y 2007 los HRs Marie y Norbert tuvieron la peculiaridad de que una de ellos fue débil (Marie, categoría 1) respecto al otro y tuvo un rumbo en general hacia el oeste, mientras que el otro (Norbert, categoría 4) fue más intenso y tuvo una trayectoria hacia el noroeste, aunque Norbert al final recurvió debido a la presencia de un sistema de latitud media.

3.4 Temporada 2009.

Se formaron 18 CTs con intensidad de TT o superior, valor por encima de la media (15.2) (Figura 3). Cinco interactuaron con tierra; tres HRs (Andres, Jimena y Rick) y dos TTs (Patricia y Olaf). En esta temporada solamente México resultó afectado.

Siete fueron HRs que se formaron durante los meses de junio a octubre y afectaron principalmente los estados de B.C.S., Colima, Michoacán y Sinaloa, siendo responsables de la muerte de 4 personas en Sinaloa y B.C.S., por otra parte las dos TT que interactuaron con tierra afectaron los estados de B.C.S. y Sinaloa, siendo responsables de la muerte de una persona. Finalmente la depresión tropical 1-E ocasionó daños menores en el sur de Mazatlán. En total seis sistemas interactuaron con tierra esa temporada

Solamente dos sistemas tocaron tierra, uno en B.C.S. (Jimena) y uno en Sinaloa (Rick). Entre los daños más importantes se pueden considerar los siguientes:

- Jimena ocasionó grandes daños en San Carlos y Loreto, B.C.S. En el extremo sur del estado se tuvieron que evacuar unas 20 mil personas, al tiempo que ocasionó lluvias intensas en todo el estado. Jimena no solamente ocasionó daños en B.C.S., sino también en Guerrero, Colima y Jalisco, en donde se reportaron lluvias intensas y deslaves en zonas montañosas.
- Rick ocasionó precipitaciones intensas en las inmediaciones de Mazatlán, así como inundaciones, deslaves y mareas de tormenta. Hubo la necesidad de evacuar personas en zonas bajas, por el riesgo de inundaciones en el sur de Sinaloa y de B.C.S., aunque en B.C.S. se presentaron daños mínimos.

Esta temporada y la del 2006 fueron las que presentaron un mayor porcentaje de HRs que tocaron tierra, 28% y 30%, mientras que en las otras temporadas estos porcentajes fueron de 14% (2008) y 25% (2007).

Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra	Nombre del CT (categoría)	Periodo de actividades	Interactuó con tierra
Depresión 1-E	29-30 de mayo	Si	Hilda (TT)	22-28 de agosto	No
Andres (HR1)	21-24 de junio	Si	Ignacio (TT)	24-27 de agosto	No
Blanca (TT)	6-9 de julio	No	Jimena (HR4)	28 de ags-4 de sep	Si
Carlos (HR2)	10-16 de julio	No	Kevin (TT)	29 de ags-6 de sep	No
Dolores (TT)	15-16 de julio	No	Linda (HR1)	7-11 de septiembre	No
Enrique (TT)	3-7 de agosto	No	Marty(TT)	16-19 de septiembre	No
Felicia (HR4)	3-11 de agosto	No	Olaf (TT)	1-3 de octubre	Si
Depresión 9-E	9- 11 de agosto	No	Patricia (TT)	11-14 de octubre	Si
Guillermo(HR3)	12-19 de ags.	No	Rick (HR5)	15-21 de octubre	Si

Tabla 28. CTs que se produjeron en la temporada 2009 del PNO. El número a la derecha de HR se refiere a su categoría en la escala Saffir-Simpson.

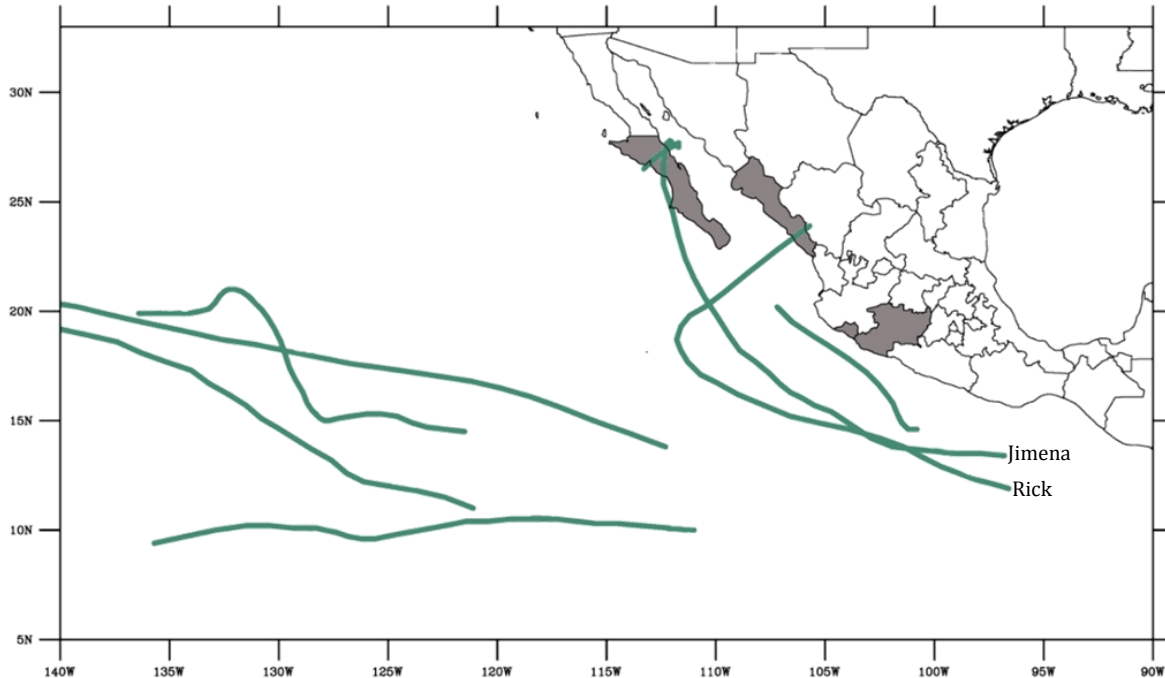


Figura 47. Trayectorias de los HRs que se desarrollaron en el 2006 y los nombres de los CT que tocaron tierra en esa temporada. Estados que resultaron más afectados.

3.4.1 Andres (21 al 24 de junio).

Se formó a partir de una onda del este que entró al Pacífico el 16 de junio (Brown, 2009). El día 20, en las imágenes en la banda del infrarrojo, se observó la organización de los sistemas convectivos, a menos de 300 km al sursuroeste de Acapulco.

Durante su formación se dirigió hacia el este, pero al cabo de unas horas cambió su curso hacia el nornoroeste debido a la presencia de un anticiclón sobre el Golfo de México y el mar Caribe. Continuó fortaleciéndose y acercándose a las costas de Michoacán hasta que alcanzó su intensidad máxima de 36 ms^{-1} con una presión central mínima de 984 hPa el día 23.

Cuando se localizaba a unos 180 km de la costa el día 22, Andres cambió su rumbo hacia el noroeste debido al desplazamiento hacia el norte del anticiclón del Golfo el cual se extendió sobre el norte de México. Este cambio de rumbo ocasionó que el día 24, Andres se encontrara en una zona donde la cortante del viento era alta, lo cual ocasionó que se debilitara rápidamente frente a las costas de Jalisco y se disipó unas horas después. Se pudo observar que Andres fue un HR compacto que a pesar de encontrarse a menos de 100 km de la costa, no generó lluvias que ocasionaran grandes daños en el sur y occidente de México, (Figura 48 B).

Andres ocasionó la muerte de una persona en Guerrero debido al desbordamiento de un río, así como la inundación de algunas colonias en el puerto de Acapulco, en donde unas 200 personas tuvieron que ser evacuadas, debido a algunas precipitaciones intensas breves (Notimex, 2009).

De acuerdo a (Brown, 2009) es posible que se hayan producido lluvias intensas en las costas del suroeste de México. Aunque las estimaciones del TRMM, alrededor de 30 mm en la región, y la profundidad en la convección sobre Acapulco muestran que de haberse dado estas lluvias intensas ocurrieron sobre periodos de tiempo cortos (Figura 49).

De acuerdo con las imágenes de satélite y con las estimaciones del TRMM, se observó que durante el tiempo en el que se mantuvo activo, se formó un sistema convectivo de mesoescala sobre Nayarit y en el sur de Sinaloa que produjo cantidades de lluvia superiores a la producida por Andres (Tabla 29), Puerto Vallarta, que se muestra con fines de comparación entre la lluvia ocasionada por Andres y el sistema convectivo de mesoescala. Este sistema posteriormente se adhirió al HR en su fase de disipación.

Ciudad o población	Acapulco (rombo)	Zihuatanejo (rombo)	Lázaro Cárdenas (rectángulo)
lluvia acumulada [mm]	35	25	15
Ciudad o población	Manzanillo (triángulo)	Pto. Vallarta (No se muestra)	
lluvia acumulada [mm]	30	50	

Tabla 29. Estimaciones del TRMM en diversas ciudades de la costa de México. Su posición se muestra en la Figura 48 B.

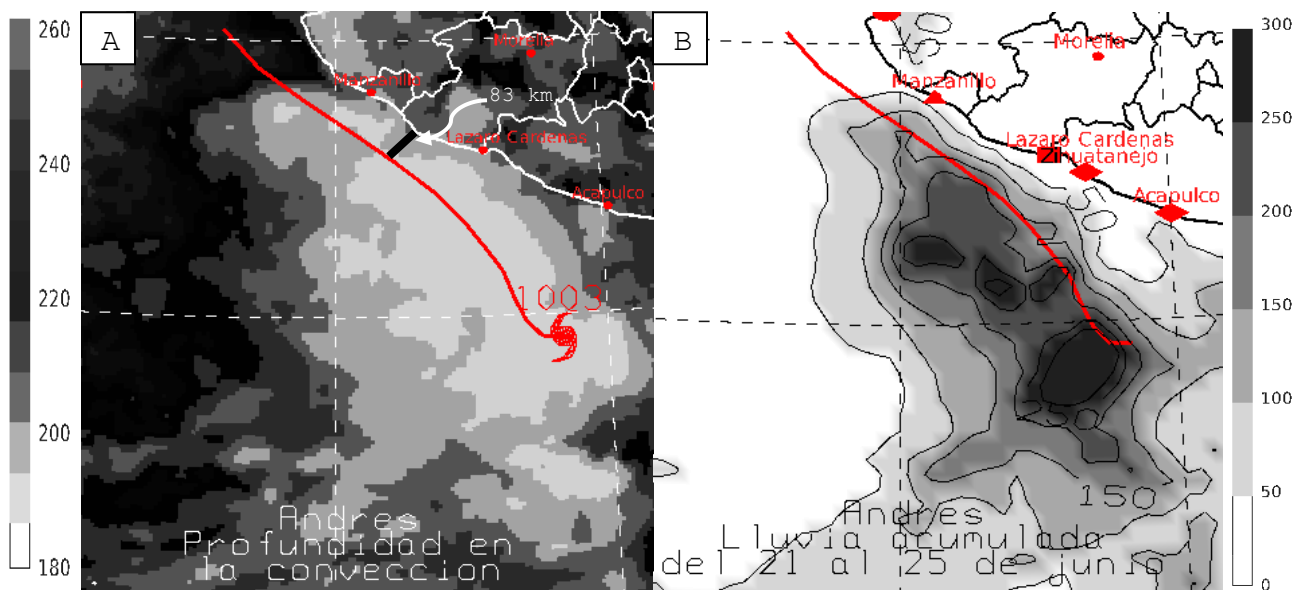


Figura 48 . A) Superposición de los niveles de convección en grados Kelvin durante el periodo del 21 al 25 de junio. B) Precipitación acumulada en mm para el mismo periodo. Se muestra la trayectoria de Andres y su lugar de formación en A).

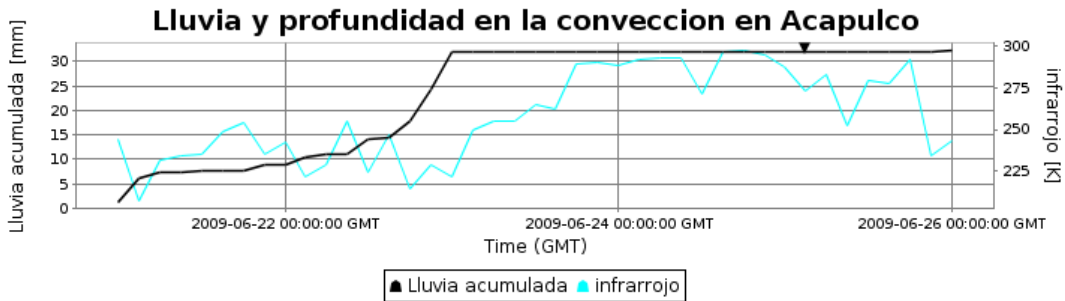


Figura 49. Se puede observar que el periodo en el que la convección fue profunda duró alrededor de unas 9 horas y a pesar de que la lluvia fue intensa no se alcanzaron niveles muy altos de lluvia (óvalo negro).

3.4.2 Jimena (28 de agosto al 4 de septiembre).

Se formó a partir de una onda del este que entró al PNO el 25 de agosto (Beven, 2009), durante el 26 y 27 de agosto la onda del este comenzó a formar sistemas convectivos que fueron organizándose sobre el Golfo de Tehuantepec ocasionando precipitaciones sobre la costa de Oaxaca y Guerrero.

Durante el día 28 se le consideró como depresión tropical, al sursuroeste de Puerto Ángel y mantuvo un rumbo hacia el oeste intensificándose lentamente, aunque no se logró desarrollar la convección profunda y se mantuvo como un sistema disperso, su trayectoria estuvo influida por un anticiclón que se situaba desde el Golfo de México hasta el centro y occidente de los EUA, al norte de Jimena, lo cual ocasionó que mantuviera el rumbo hacia el oeste, al igual que la depresión tropical 14-E (que daría lugar la TT Kevin). En imágenes infrarrojas se pudo observar que ambos sistemas se encontraban dispersos (Figura 52 A).

Al día siguiente ambos sistemas se fueron profundizando y cambiaron su rumbo, Kevin lo hizo hacia el norte debido a la formación de un ciclón entre ambos CTs y Jimena hacia el noroeste, paralelo a la costa. Kevin se encontró en aguas más frías al este de una masa de aire seco (Brennan, 2009) lo cual ocasionó que no se desarrollara y solamente alcanzó el grado de TT mientras que la convección en Jimena se profundizó lo suficiente como para desarrollar un ojo al cabo de un par de días. A las 1800 UTC de ese día ambos ascendieron de categoría, Kevin a TT y Jimena a HR. Además El anticiclón del Golfo se extiende sobre el occidente de México y se observa otro anticiclón sobre California, lo cual crea una zona de baja presión sobre Sinaloa (Figura 52 B).

Este cambio en el rumbo de Kevin tan abrupto fue ocasionado por la formación de un ciclón a 500 hPa localizado entre Jimena y Kevin. Mientras que la trayectoria de Jimena fue desviada hacia el noroeste por la penetración del anticiclón del Golfo de México sobre el centro de México. La convección en Jimena comenzó a disminuir conforme se acercaba a tierra, pero esto no impidió diversas precipitaciones intensas sobre B.C.S.

Finalmente Jimena tocó tierra el día 2 al sur de San Carlos en la isla Santa Margarita con vientos de hasta 47 ms^{-1} , después se movió paralelo a la costa para volver a tocar tierra sobre San Carlos. Mientras se localizaba sobre B.C.S. ocasionó lluvias intensas superiores a los 300 mm sobre el norte y centro de B.C.S.

Atravesó B.C.S. y llegó al Golfo de California el día 3, cerca de Santa Rosalía y permaneció inmóvil durante poco más de 24 horas disipándose lentamente mientras produjo lluvias intensas sobre Santa Rosalía, B.C.S. y Guaymas, Sonora.

Finalmente el 4 de septiembre Jimena se encuentra cerca de un punto de equilibrio, rodeado por dos anticiclones (al norte, sobre California y al sur frente a las costas de Nayarit) y un ciclón (Al norte de México), por lo que su trayectoria es un tanto errática, cambió de dirección hacia el suroeste volviendo a tocar tierra en Santa Rosalía. Finalmente la influencia del anticiclón de California prevalece, ocasionando que Jimena se dirija hacia el suroeste, al igual que Kevin. Ambos CTs cambian de rumbo hacia el suroeste al mismo tiempo (Figura 52 C). Kevin se disipó por completo el día 5 y Jimena el día 6.

Respecto a los daños que ocasionó Jimena en B.C.S. se pueden mencionar los siguientes:

- La muerte de una persona en Mulegé (Mejía, 2009).
- Daños por 500 millones de pesos en agricultura (Mejía, 2009).
- Daños en carreteras y caminos, destrucción de una gran cantidad de viviendas en Adolfo López Mateo, Ciudad Insurgentes y Constitución, Mulegé, Santa Rosalía (Rains, 2009) y San Ignacio.

Mientras que en el estado de Sonora se puede mencionar lo siguiente:

- Incomunicación en las localidades de Guaymas y Empalme (Reza, 2009), la inundación de algunas colonias de Guaymas (Reza, 2009) y la suspensión del servicio de energía eléctrica (Reza, 2009). La distancia entre Guaymas y Empalme es de aproximadamente unos 10 km.
- Evacuación de 141 personas en Navojoa y Álamos debido a las avenidas de agua que se formaron en diversos arroyos (García, 2009).

Las estimaciones del TRMM muestran que B.C.S. recibió entre 50 y 150 mm de lluvias desde el 1 al 6 de septiembre mientras Jimena pasaba por el estado, así también en Guaymas y sus alrededores distribuidas durante el 2 y 3 de septiembre (Figura 48B C D E y Figura 47A). Se pudo observar que en algunos casos las estimaciones del TRMM estuvieron muy por debajo de los valores reportados por la CNA, en donde se destaca el caso de San Ignacio, en donde las estimaciones del TRMM fueron de 45 mm mientras que lo reportado por la CNA fue 480 mm, 900% por encima de las estimaciones del TRMM, mientras que en otros las estimaciones fueron muy acertadas, como es el caso de Ciudad Insurgentes (Tabla 30). Cuando Jimena entró al Golfo de California las precipitaciones disminuyeron sobre Santa Rosalía a pesar de que regresó a tierra por ese mismo lugar, Jimena había cesado las actividades convectivas (Figura 48D).

Es importante observar que a pesar de los altos niveles de precipitación reportados sobre San Ignacio se pudo observar que los niveles de convección no fueron tan profundos (mayores a 225 K, ~12 km de altura), a excepción del día 3 durante dos breves periodos de tiempo en los que no se estimó precipitación considerable (alrededor de 15 mm), posiblemente durante ese momento ocurrieron algunas precipitaciones importantes que no estimó el TRMM. Aunque

posteriormente se registraron precipitaciones intensas con un nivel de convección mucho menos profundo (alrededor de 260 K), algo que no se ha observado en ningún caso estudiado en este trabajo (Figura 51 A).

Ciudad o población	San Ignacio	Guaymas	---
TRMM [mm]	45	120	---
CNA [mm]	435	220 (Reza, 2009)	---
Error porcentual	-90%	-45%	
Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	Todos Santos
TRMM [mm]	60	55	80
CNA [mm]	48	20	60
Error porcentual	25%	175%	25%
Ciudad o población	Santiago	Los Barriles	La Paz
TRMM [mm]	40	40	50
CNA [mm]	60	102	55
Error porcentual	-30%	-61%	-9%
Ciudad o población	San Carlos	Ciudad Constitución	Ciudad Insurgentes
TRMM [mm]	65	125	120
CNA [mm]	78	114	126
Error porcentual	-16%	-8%	-5%
Ciudad o población	Loreto	Mulegé	Santa Rosalía
TRMM [mm]	70	85	65
CNA [mm]	130	308	146
Error porcentual	-38%	-72%	-54%

Tabla 30. Precipitación acumulada en B.C.S. y en Guaymas, Sonora del 30 de agosto al 3 de septiembre. Se muestran las estimaciones del TRMM y los valores reportados por la CNA. Nótese el caso de San Ignacio en donde el error relativo es -90%, mientras que en Ciudad Insurgentes el error es de apenas el 5%, siendo la distancia entre estas ciudades menor a 250 km. Se resaltan en negro las localidades donde el error relativo fue menor al 20% o en donde la diferencia fue menor a 20 mm.

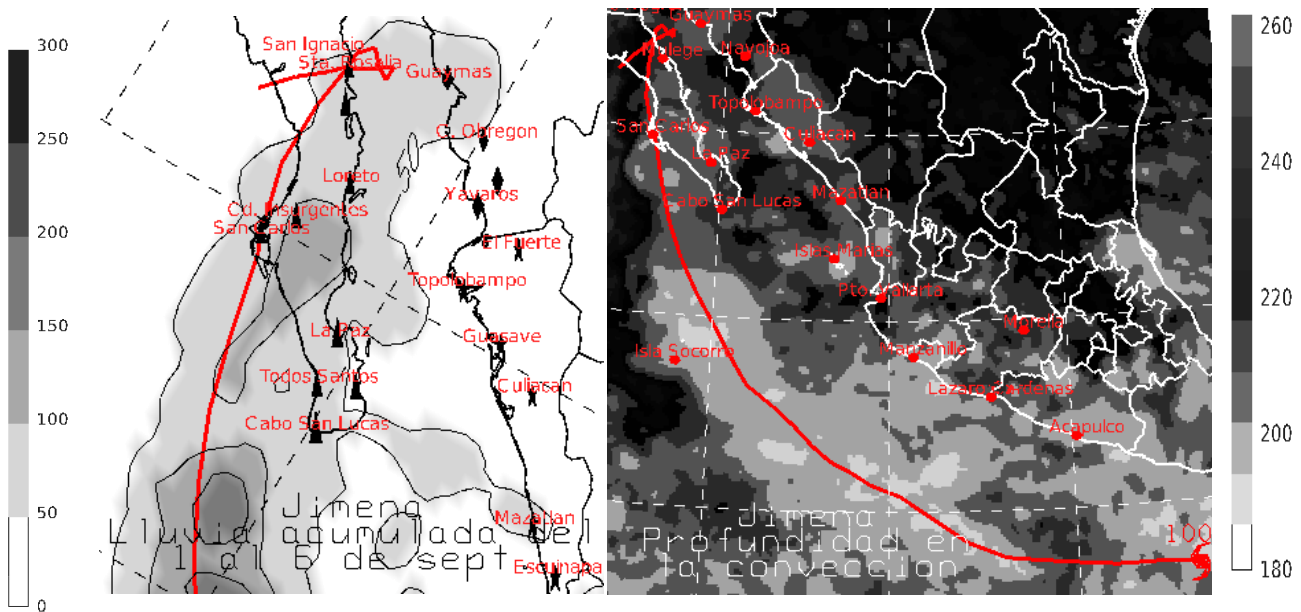


Figura 50. A) Precipitación acumulada por Jimena en B.C.S. en mm. B) Nivel de convección y distribución de los sistemas convectivos de Jimena. Antes de tocar tierra Jimena comenzó a disminuir las actividades convectivas.

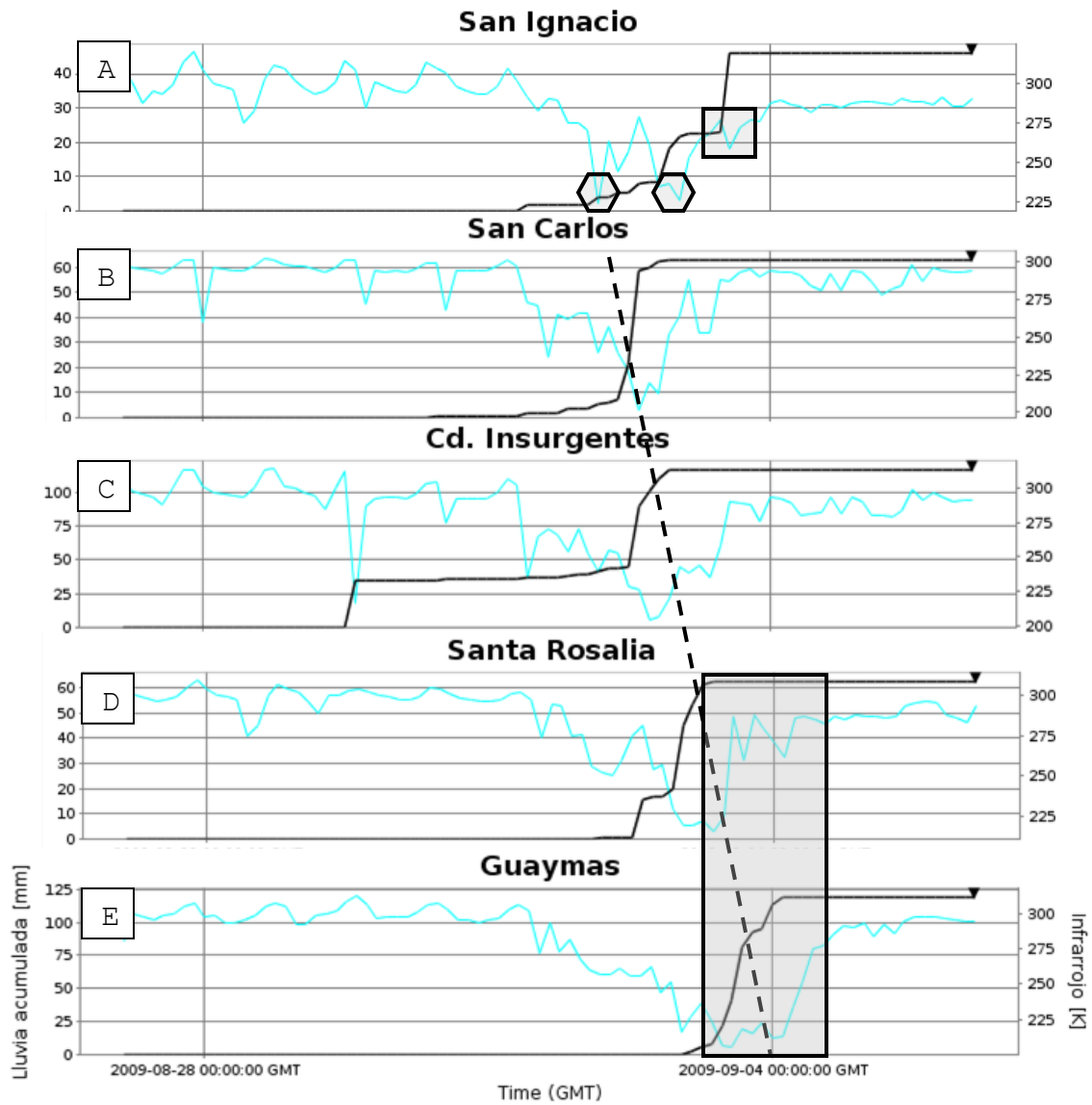


Figura 51. Precipitación (curva negra) y nivel de convección (curva gris) en algunas localidades de B.C.S. y Guaymas, Sonora. Se muestran de sur a norte, a excepción de San Ignacio. La línea punteada muestra el momento aproximado en el que Jimena paso sobre o cerca de esas localidades. El rectángulo muestra el periodo de tiempo en el que Jimena se encontró sobre el Golfo de California. Los hexágonos muestran los momentos en los que no se registró lluvia en San Ignacio a pesar de la convección profunda.

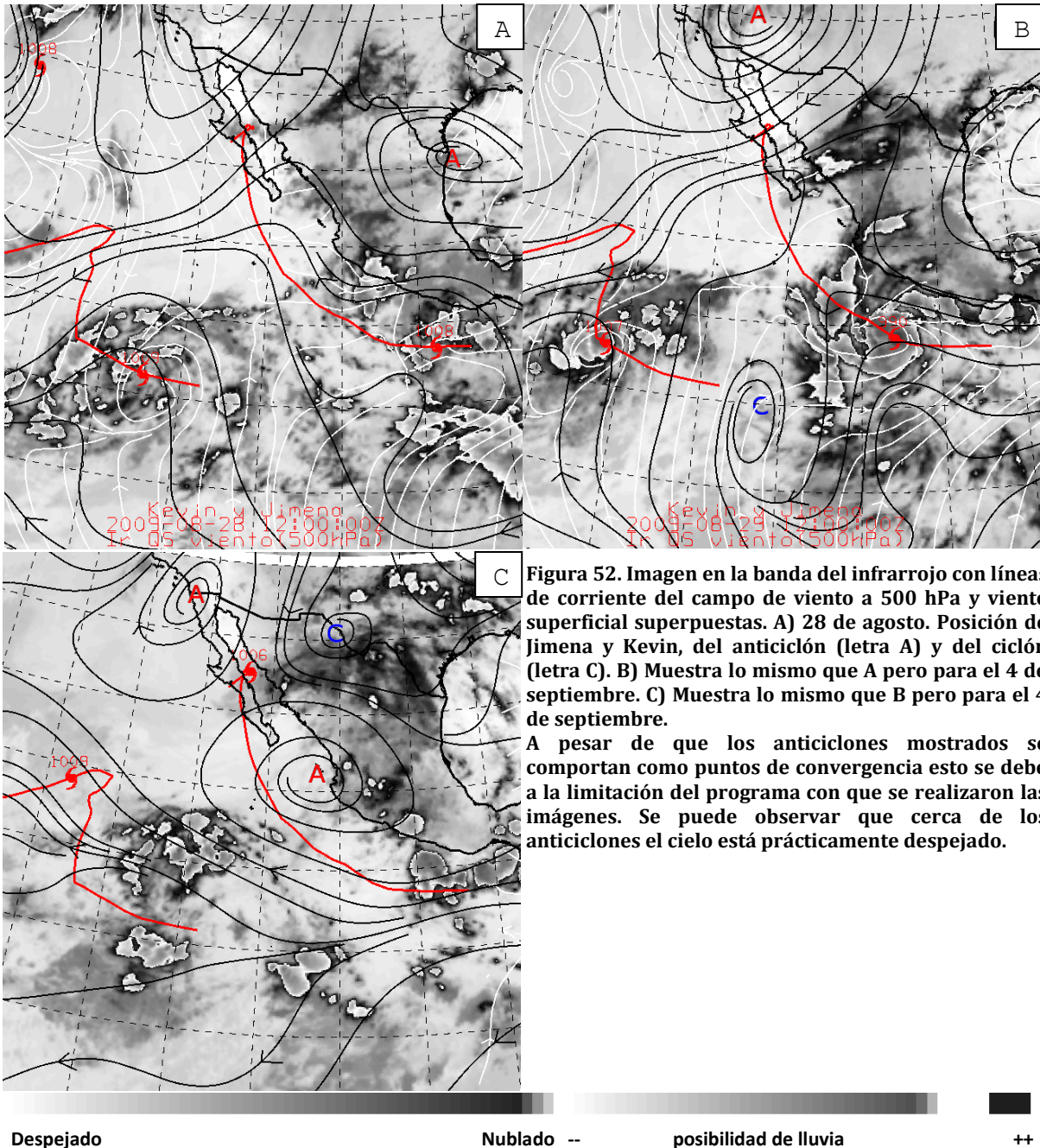


Figura 52. Imagen en la banda del infrarrojo con líneas de corriente del campo de viento a 500 hPa y viento superficial superpuestas. A) 28 de agosto. Posición de Jimena y Kevin, del anticiclón (letra A) y del ciclón (letra C). B) Muestra lo mismo que A pero para el 4 de septiembre. C) Muestra lo mismo que B pero para el 4 de septiembre.

A pesar de que los anticiclones mostrados se comportan como puntos de convergencia esto se debe a la limitación del programa con que se realizaron las imágenes. Se puede observar que cerca de los anticiclones el cielo está prácticamente despejado.

3.4.3 Rick (15 al 21 de octubre).

Fue un HR que se desarrolló a partir de una onda del este que entró al PNO el día 12 de octubre. Alcanzó la categoría 5 y ha sido el segundo HR más intenso en formarse en el PNO después de Linda (1997) desde que se tienen registros confiables a partir de 1971 (Cangialosi, et al, 2009).

Desde el día 14 se observó organización en la convección, que se disipó al poco tiempo. Al día siguiente al sur de puerto Ángel se volvió a organizar y se formó la TT Rick, que se fue

desplazando hacia el oeste al sur de un anticiclón sobre el noroeste de México (Figura 54 A), mientras se iba fortaleciendo con rumbo paralelo a las costas occidentales de México, debido a la calidez de las aguas y a una pequeña cortante en el viento. Alcanzó una presión mínima central de 906 hPa el día 18, mientras se dirigía hacia el oeste-noroeste hasta pasar al oeste de la isla Socorro, alcanzándose a formar un ojo en su centro que se pudo observar en las imágenes en la banda del infrarrojo (Figura 54 D).

Cuando se encontró al oeste de la Isla Socorro, Rick comenzó a debilitarse rápidamente debido a la cortante de viento y al a intrusión de una pequeña zona de baja presión localizada al oeste de los EUA (Figura 54 B y C) que se extendía hasta el sur de B.C.S. El anticiclón que se encontraba previamente al noroeste de México se desplazó al sur de México y Rick rápidamente comenzó a cesar sus actividades convectivas, solamente prevaleciendo la convección al norte de su centro debido a la presencia de esta zona de baja presión.

Finalmente Rick se fue acelerando y debilitándose mientras se acercaba a tierra, ocasionando intensas lluvias sobre el PNO mientras la convección iba cesando (Figura 53 A y B). Tocó tierra el día 21 como una TT cerca de Mazatlán, ocasionando precipitaciones en sus alrededores.

Respecto a los daños ocasionados por Rick se mencionan los siguientes:

- En B.C.S. una persona se ahogó debido al fuerte oleaje en Cabo San Lucas, la evacuación de 2,800 personas en la misma ciudad con motivos preventivos (Rodríguez Navarro, 2009).
- En Colima hubo daños menores a inmuebles en diversas zonas costeras (López Aranda, 2009)
- En Sinaloa, el cierre de todos los puertos a la navegación y daños menores en Mazatlán, se calcularon daños alrededor de 2 millones de pesos.

A pesar de que Rick fue el segundo CT más intenso en el PNO los daños que se asocian a él fueron muy reducidos de acuerdo la información disponible en la literatura. Las estimaciones del TRMM mostraron entre 50 y 100 mm de lluvia, en el sur de Sinaloa y en las inmediaciones de Cabo San Lucas en B.C.S. (Figura 53), en el sur de B.C.S. y en el norte de Sinaloa las estimaciones mostraron en general niveles por debajo de los 50 mm de lluvia. Los reportes de lluvia de la CNA en Sinaloa, en este caso son semejantes a las estimaciones del TRMM, caso contrario a lo estimado en el extremo sur de B.C.S. en donde el TRMM sobreestimó el nivel de lluvia (Tabla 31).

Ciudad o población	Cabo San Lucas	San José del Cabo	La Paz
TRMM [mm]	65	53	0
CNA [mm]	15	20	0
Error porcentual	333%	165%	0%
Ciudad o población	Mazatlán	Culiacán	Escuinapa
TRMM [mm]	110	20	40
CNA [mm]	101	17	35
Error porcentual	9%	18%	14%

Tabla 31. Lluvia acumulada estimada por el TRMM y la reportada por la CNA en diversas ciudades ocasionada por Rick durante el periodo del 15 al 21 de octubre. El error porcentual se obtuvo tomando como base el valor reportado por la CNA. Se remarcan en negro las localidades en donde el error porcentual es menor al 20% o la diferencia es menor a 20 mm. Las localidades se muestran de sur a norte aproximadamente.

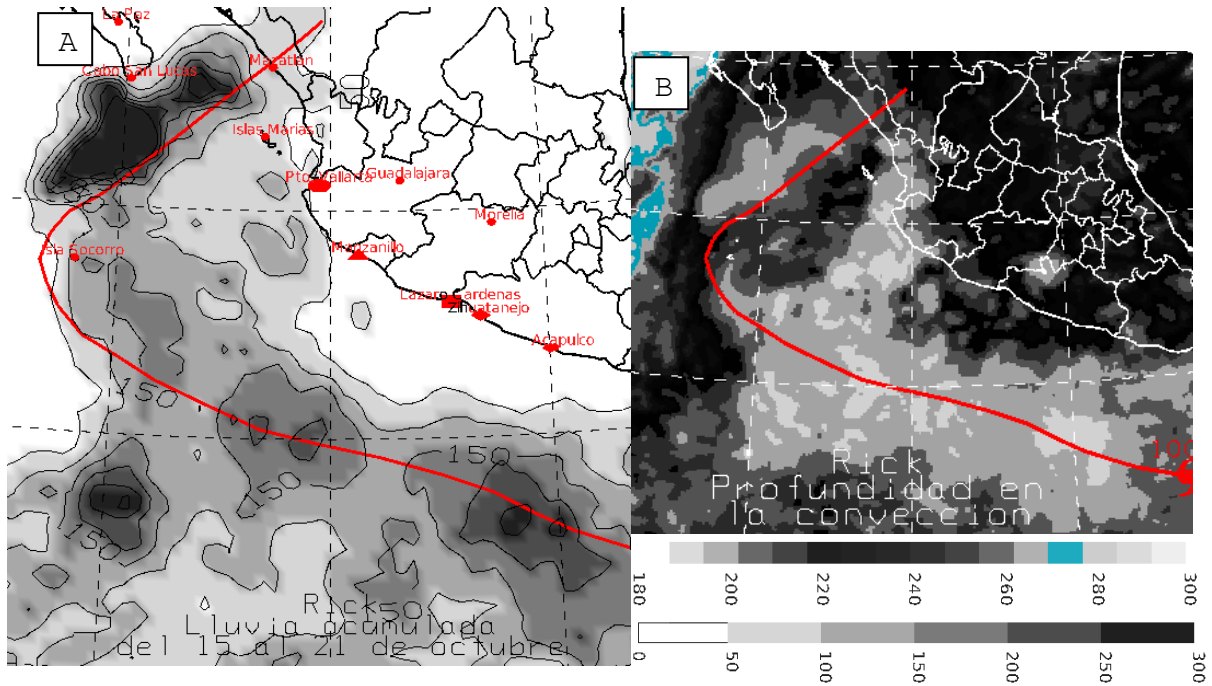
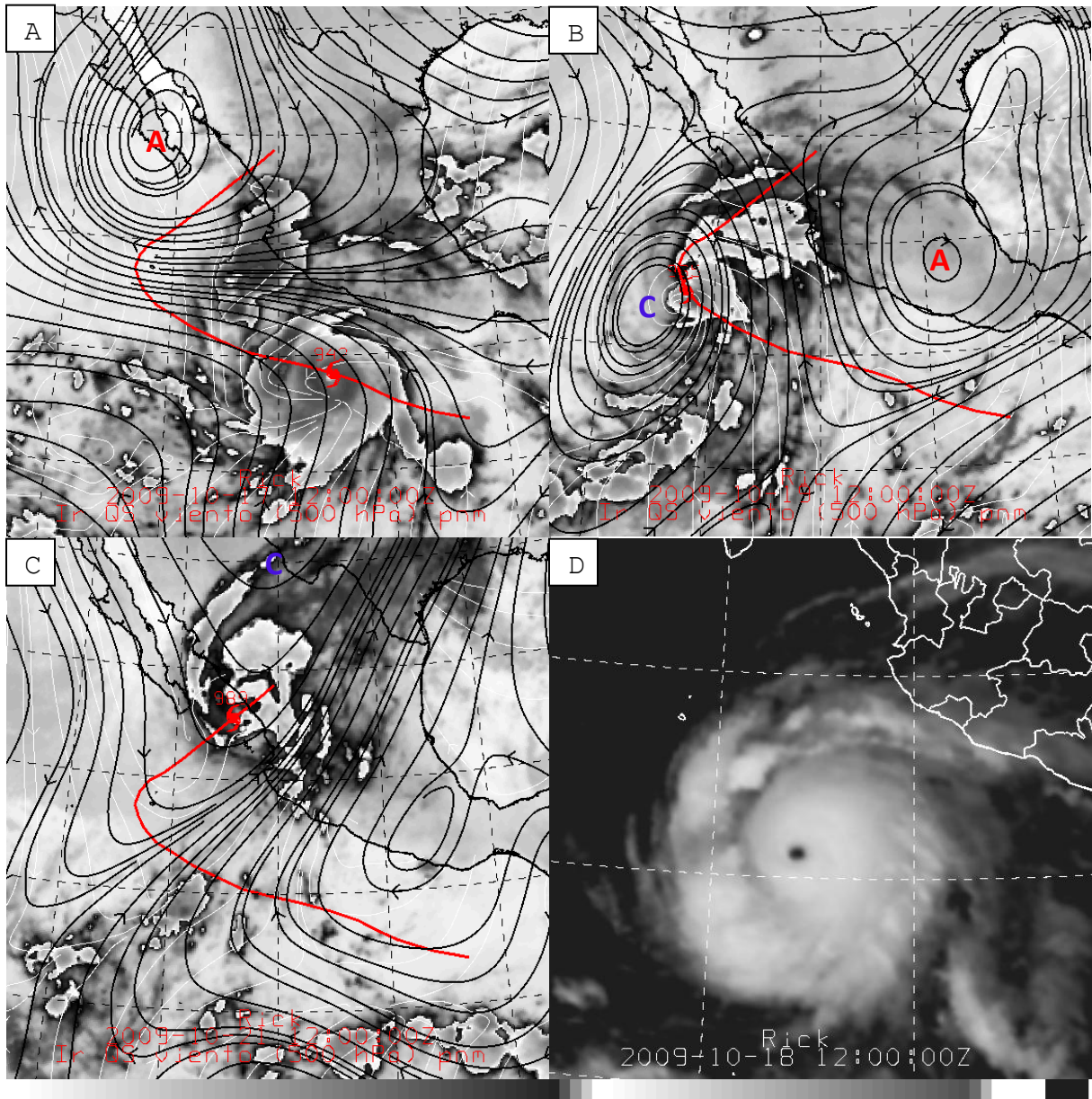


Figura 53. A) Lluvia acumulada por Rick en el occidente de México. B) Nivel de convección y radio de acción de los sistemas convectivos de Rick. Se muestra su origen en la esquina inferior derecha.



Despejado

Nublado --

posibilidad de lluvia

++

Figura 54. A) Líneas de corriente del campo de viento a 500 HPa, posición y trayectoria de Rick sobre imágenes en infrarrojo. A) 19 de octubre. Se muestra el, anticiclón sobre el noroeste del país el cual influyó en la trayectoria inicial de Rick. B) 19 de octubre. El anticiclón se retrajo hacia el centro de México lo obligó a que Rick cambiara de rumbo hacia el norte. C) Intrusión de un sistema de latitud media sobre el norte y noroeste de México, el cual ocasionó que Rick recurvara, se acelerara y comenzara disiparse. En las tres figuras se muestran los giros anticiclónicos (A) y los giros ciclónicos (C) que influyeron en la trayectoria de Rick. D) Imagen de Rick en donde se muestra un ojo en la banda del infrarrojo a las 1200 UTC del 18 de octubre, horas después de su máxima intensidad.

CAPÍTULO 4

COMENTARIOS GENERALES ACERCA DE LAS TEMPORADAS ESTUDIADAS.

A partir de los estudios individuales de cada CT se han podido observar distintas características que son semejantes entre ellos, entre estas se destacan las siguientes: 1) semejanza en su trayectoria 2) radio de acción y 3) patrones aparentes en su formación.

También se han podido observar las limitaciones de la variable de lluvia medidas por el TRMM para compararlos con los datos reportados por la CNA.

4.1 Acerca de las trayectorias de los CTs que tocaron tierra en las temporadas 2006-2009.

La mayoría de los CTs formados en el PNO se forman en la ZCIT, excepto algunas casos históricos como Kiko (1989) formado a los 20° 42' N o Georgette (2010) formado a los 19° 42' N. Al norte de la ZCIT los vientos tienen una dirección hacia el oeste por lo que la mayoría de los CTs en sus primeras etapas mantiene un rumbo hacia el oeste, aunque posteriormente sea modificado.

De acuerdo con los análisis individuales de los CTs que tocaron tierra durante las temporadas 2006-2009 se observó que sus trayectorias estuvieron influenciadas principalmente por la posición de un anticiclón en el Golfo de México, que se encuentra a una altura de 500 hPa, de la siguiente forma:

- I. Cuando el anticiclón se localiza principalmente sobre el Golfo de México, o bien cuando el viento predominante proviene de la ZCIT, los CTs poseen principalmente una componente zonal lo cual ayuda a que los CTs se internaran mar adentro (Figura 56 A).
- II. Cuando el anticiclón se extiende hasta el centro y sur de México, los CTs se ven fuertemente influenciados por él y comienzan a adquirir una componente meridional, que puede llegar a ser semejante a la componente zonal de los CTs, ocasionando que se desplacen hacia el noroeste, en algunos casos esta componente puede llegar a ser dominante en la trayectoria del CT, por lo que su rumbo puede llegar a ser hacia el norte (Figura 56 B).
- III. Se observó que la causa de recurvamiento fue la intrusión de zonas de baja presión o sistemas de latitud media en el oeste de los EUA y en el norte de México, que en conjunción con la periferia del anticiclón del Golfo de México ocasionaba que los CTs

fueran absorbidos por el sistema de latitud media o las zonas de baja presión cambiando su rumbo hacia el noreste. Todos los CTs que recurvaron se formaron durante el mes de octubre, que es, de acuerdo a lo observado cuando los sistemas de latitud media alcanzaron latitudes más bajas (Figura 56 C).

- IV. Finalmente un tercer tipo de trayectoria se presentó debido a la formación de un centro de baja presión sobre el Golfo de México el cual hizo que un CT mantuviera una trayectoria ciclónica y tocara tierra en el sur de México (Figura 56 D).

Estos cuatro factores fueron los que más influyeron en las trayectorias de los CTs durante estas temporadas, aunque no fueron los únicos. Se puede decir que con diferentes variaciones y combinaciones de estos factores durante el periodo de actividad de un CT se pueden formar muchos tipos de trayectorias, que no son únicamente la acción de uno de los factores, mencionados anteriormente.

Adicionalmente otro fenómeno que se observó a lo largo de estas cuatro temporadas es la formación de pares de CTs que se forman simultáneamente. El interés que despiertan estos pares de CTs es que presentan características comunes:

1. Se originan con una diferencia aproximada de 48 horas.
2. Uno de ellos, que generalmente es más intenso, toca tierra.
3. El segundo, generalmente más débil, se desarrolla al oeste del primero mar adentro.
4. El segundo CT en general tiene un periodo de actividad más largo que el que toca tierra.

Estas duplas de CTs representan el 43% de los impactos en B.C.S. (Figura 53 B) durante las temporadas 2006-2009 (Tabla 32), dado este alto porcentaje es conveniente conocer casos similares en temporadas anteriores, para conocer que tan frecuentes son estos casos y detectar un posible grupo de CTs que se distinguen por tener altas probabilidades de tocar tierra y afectar en especial a B.C.S.

Desde 1970 se han formado alrededor de unos doce pares de CTs que cumplen las características 1, 2 y 3. De estas doce duplas, el 75% tocaron tierra en B.C.S. y el 41% cumplieron todas las características. Además el 60% de todos los casos se formaron entre finales de agosto y principios de septiembre y el resto en octubre (Tabla 33). A pesar de ser sistemas relativamente escasos se ha observado que representan el 43% de los CTs que tocaron tierra y se formaron en agosto (Figura 55 A) está representado por estas duplas (que cumplen las características 1, 2 y 3 salvo la peculiaridad de que el que toca tierra es el más intenso)

Respecto a la dinámica que rige a estas duplas, se desconocen los motivos de su formación, así como alguna posible interacción dinámica entre ellos.

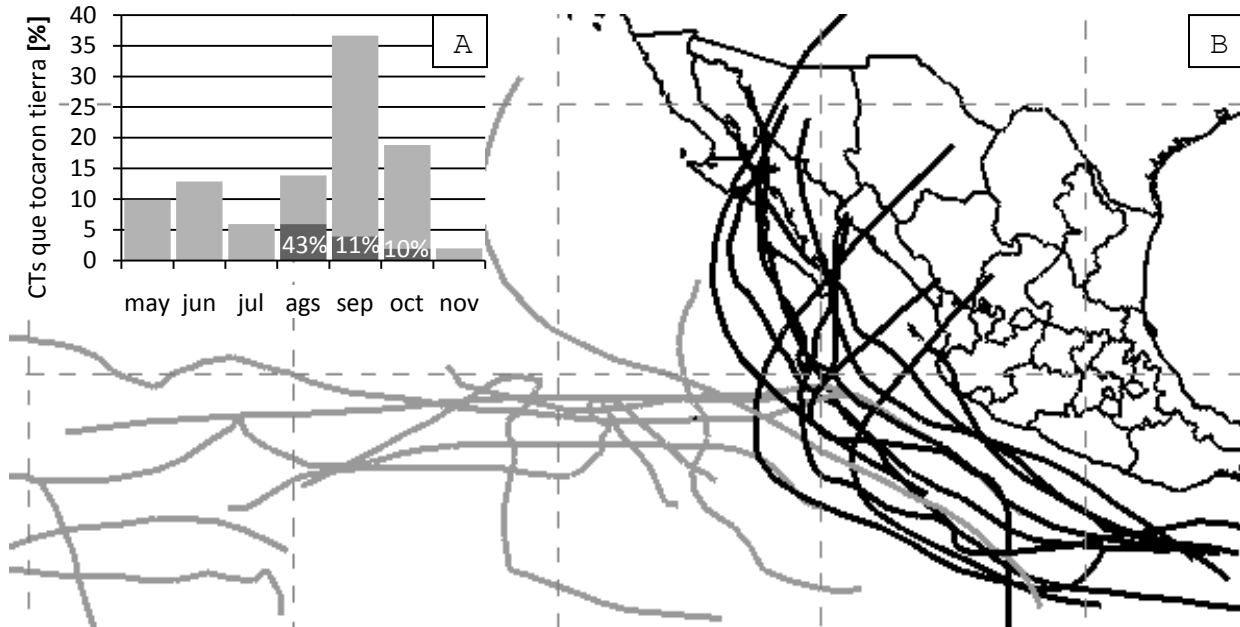


Figura 55. A) Distribución de los CTs del PNO que han tocado tierra de acuerdo al mes de su formación durante el periodo de 1970 al 2010. En gris oscuro se muestran las duplas del PNO y en gris claro se muestran los CTs que se formaron solos. B) Trayectorias de las duplas del PNO. En negro se muestran las trayectorias de los CTs que tocaron tierra y en gris se muestran sus respectivas parejas.

Nombre (temporada)	Fecha (tt) tt	Fecha de formación	Cat. tt Cat. máx.
John* (2006)	02-09 (B.C.S.)	28-08	HR2 HR4
Lane (2006)	16-09 (SIN)	13-09	HR3 HR3
Paul (2006)	26-10 (SIN)	21-10	DT HR2
Barbara(2007)	02-06 (CHP)	29-05	TT TT
Henriette*(2007)	04-09 (B.C.S.)	30-08	HR1 HR1
Alma (2008)	29-05 (NIC)	29-05	TT TT
Julio (2008)	28-08 (B.C.S.)	23-08	TT TT
Lowell(2008)	11-09 (B.C.S.)	06-09	DT TT
Norbert(2008)	12-10 (B.C.S.)	04-10	HR1 HR4
Jimena* (2009)	02-09 (B.C.S.)	28-08	HR2 HR4
Olaf (2009)	04-10 (B.C.S.)	01-10	DT TT
Rick (2009)	21-10 (SIN)	15-10	TT HR5

Tabla 32. CTs del PNO que tocaron tierra entre los años del 2006 al 2009. (tt): estado donde tocaron tierra; tt: información al momento de tocar tierra; Cat: categoría. En negrita se muestran los CTs que recurvaron y con * se muestran los CTs que se formaron simultáneamente con algún otro CT del PNO.

Nombres	Fechas de formación (lugar en donde tocó tierra)	Días que presentaron actividades	Categoría máxima
Lily-Monica (1971)	28/08 29/08 (JAL)	04, 08	HR1, HR3
Lidia-Max (1981)	06/10 07/10 (B.C.S.)	02, 03	TT, TT
<i>Paul-Olivia (1982)</i>	<i>18/09 18/09 (B.C.S.)</i>	<i>12, 07</i>	<i>HR2, HR4</i>
Tico- Sonia (1983)	11/10 10/10 (SIN)	08, 05	HR4, TT
Rachel-Polo (1990)	27/09 28/09 (B.C.S.)	07, 03	TT, HR1
Lester-Kay (1992)	20/08 18/08 (B.C.S.)	05, 05	HR1, TT
<i>Hilary-Greg (1993)</i>	<i>17/08 15/08 (B.C.S.)</i>	<i>11, 14</i>	<i>HR3, HR4</i>
Kenna-Lowell (2002)	22/10 22/10 (NAY)	04, 08	HR5, TT

<i>Javier-Isis (2004)</i>	<i>10/09 08/09 (B.C.S.)</i>	<i>09, 10</i>	<i>HR4, TT</i>
<i>John-Kristy (2006)</i>	<i>28/08 30/08 (B.C.S.)</i>	<i>08, 11</i>	<i>HR4, HR1</i>
<i>Henriette-Gil (2007)</i>	<i>30/08 29/08 (B.C.S.)</i>	<i>08, 06</i>	<i>HR, TT</i>
<i>Jimena-Kevin(2009)</i>	<i>28/08 27/08 (B.C.S.)</i>	<i>09, 11</i>	<i>HR4, TT</i>

Tabla 33. Duplas del PNO desarrolladas durante las temporadas 1971 al 2010. El primer CT de la primera columna es el que Tocó tierra y los primeros datos de las otras columnas se refieren a los datos del primer CT. En **negrita** se muestran los sistemas en los que el CT que tocó a tierra fue más intenso o ambos fueron iguales. En *cursiva* se muestran los CTs que se formaron a finales de agosto o principios de septiembre.

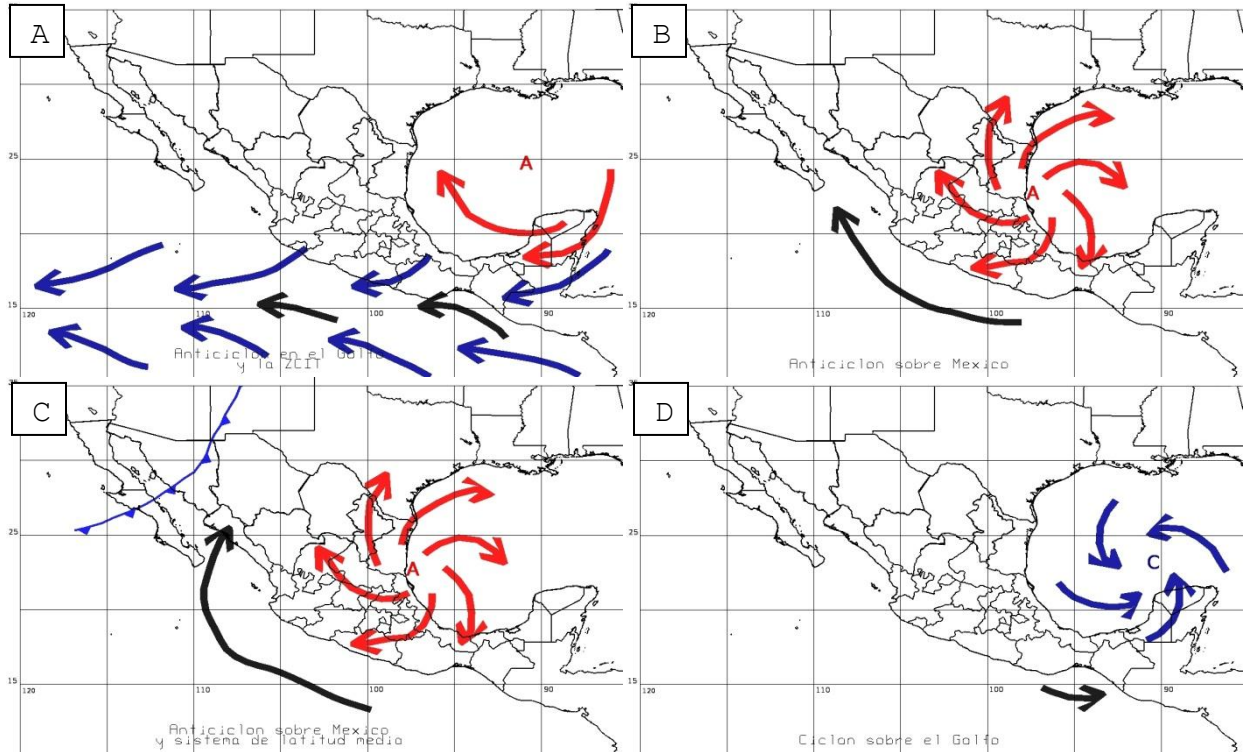


Figura 56. Principales factores que intervienen en los campos de viento a 500 hPa que influyen a su vez en las trayectorias de los CTs. A) Se muestra la ZCIT (azul) y el anticiclón del Golfo (rojo), lo cual propicia a que los CTs mantengan principalmente una componente zonal. B) En ocasiones el anticiclón del Golfo (rojo) se desplaza sobre México, lo cual propicia la aparición de una componente meridional en las trayectorias de los CTs. C) Además del anticiclón sobre México (rojo), la aparición de sistemas de latitud media (azul) sobre el norte de México, obliga a que los CTs que se encuentren influenciados por el sistema de latitud media o por la zona norte del anticiclón. D) Esporádicamente se pueden formar zonas de baja presión en el Golfo de México (azul) lo cual puede permitir que un CT se mueva de oeste a este.

4.1.1 Radio de acción de los CTs que tocaron tierra.

El radio de acción de un CT se puede definir de diferentes maneras:

- 1) Como la distancia desde su centro hasta la donde los vientos sean iguales o mayores a los de una TT.
- 1) Como la superficie donde la lluvia del CT sea mayor a una cantidad arbitraria, por ejemplo 50 mm acumulada durante el tiempo en el que permanece activo el CT, o bien,
- 2) Como la cobertura de las nubes con una profundidad mayor a los 225 K.

Cada definición se puede emplear de acuerdo a la situación o fenómeno que uno pretenda evaluar. Por ejemplo en caso de querer evaluar el impacto sobre las poblaciones costeras será conveniente considerar el radio de viento que sea mayor o igual a la categoría de TT, para

poder conocer el oleaje, la penetración de agua de mar tierra adentro que pueda afectara a la vegetación local o conocer que estructuras son susceptibles de recibir mayores daños. Además de poder evaluar los impactos en las zonas costeras es posible predecir el campo de viento y poder alertar a la población.

Si se desea conocer el impacto de un CT tierra adentro será conveniente considerar su radio de acción como la superficie donde la lluvia producida por el CT sea mayor a los 50 mm, debido a que con estos niveles de lluvias se pueden percibir efectos nocivos por parte del CT en una localidad, como inundaciones, avenidas de arroyos etc. Esta última definición puede ser más útil si se cuenta con un modelo que permita evaluar las avenidas de agua precipitada sobre la región o cuenca que se vaya a estudiar. Aunque es difícil pronosticarla cantidad de precipitación que caerá para poder alertar a la población. Puede resultar útil en un reanálisis de los efectos de uno varios CTs sobre determinada región.

Finalmente, la tercera definición es útil para detectar cualquier tipo de sistemas de nubes, además puede proporcionar una idea acerca de la extensión superficial del fenómeno a estudiar, su evolución a lo largo del espacio y los cambios de las actividades convectivas dentro del sistema.

Considerando la última definición, puesto que es muy fácil manipular e interpretar imágenes de satélite en la banda del infrarrojo. Se compararon los radios de acción de los CTs que tocaron tierra en B.C.S. durante las temporadas 2006-2009 y se observaron otros sistemas convectivos que se formaron durante esos días.

Se observó que los CTs analizados (Figura 57) se encuentran acompañados de diversas estructuras, excepto Norbert (Figura 57 E), con este tipo de imágenes es fácil detectar las diferentes etapas en donde la convección se hace más profunda o comienza a disminuir, como es el caso de Henriette, Lowell y Jimena en donde la convección disminuyó antes de tocar tierra (Figura 57 B, C, y F); o bien el caso de John (Jimena) en donde se muestra una ligera disminución de las actividades convectivas frente a las costas de Michoacán (Guerrero) (Figura 57 A y F).

Respecto a los sistemas convectivos ajenos a los CTs se observó que en todos los casos se formaron sistemas convectivos de mesoescala (Figura 57 A, B, C, D, E y F) sobre el estado de Nayarit, así también, en la mayoría de los casos se formaron otros sistemas convectivos paralelos a las costas del Golfo de México (Figura 57 B, C, D, E y F). En los casos que de CTs que son duplas se observó que el CT (Figura 57 A, B y F) occidental era un sistema mucho más disperso y con menor nivel de convección.

Finalmente en los casos de recurvamiento se observó que Lowell comenzó a disiparse en el momento de recurvar (Figura 57 D), mientras que la convección en Norbert no se vio muy afectada por la recurvatura (Figura 57 E).

Algo que ayuda a resaltar las variaciones en la convección es emplear colores que resalten las diferentes profundidades de convección con colores que contrasten entre ellos. En este ejemplo (Figura 57) solamente se resaltó la capa de los 225K (~12 km de altura) que se puede considerar como la frontera entre la convección profunda y la convección somera (menor a los 200 hPa).

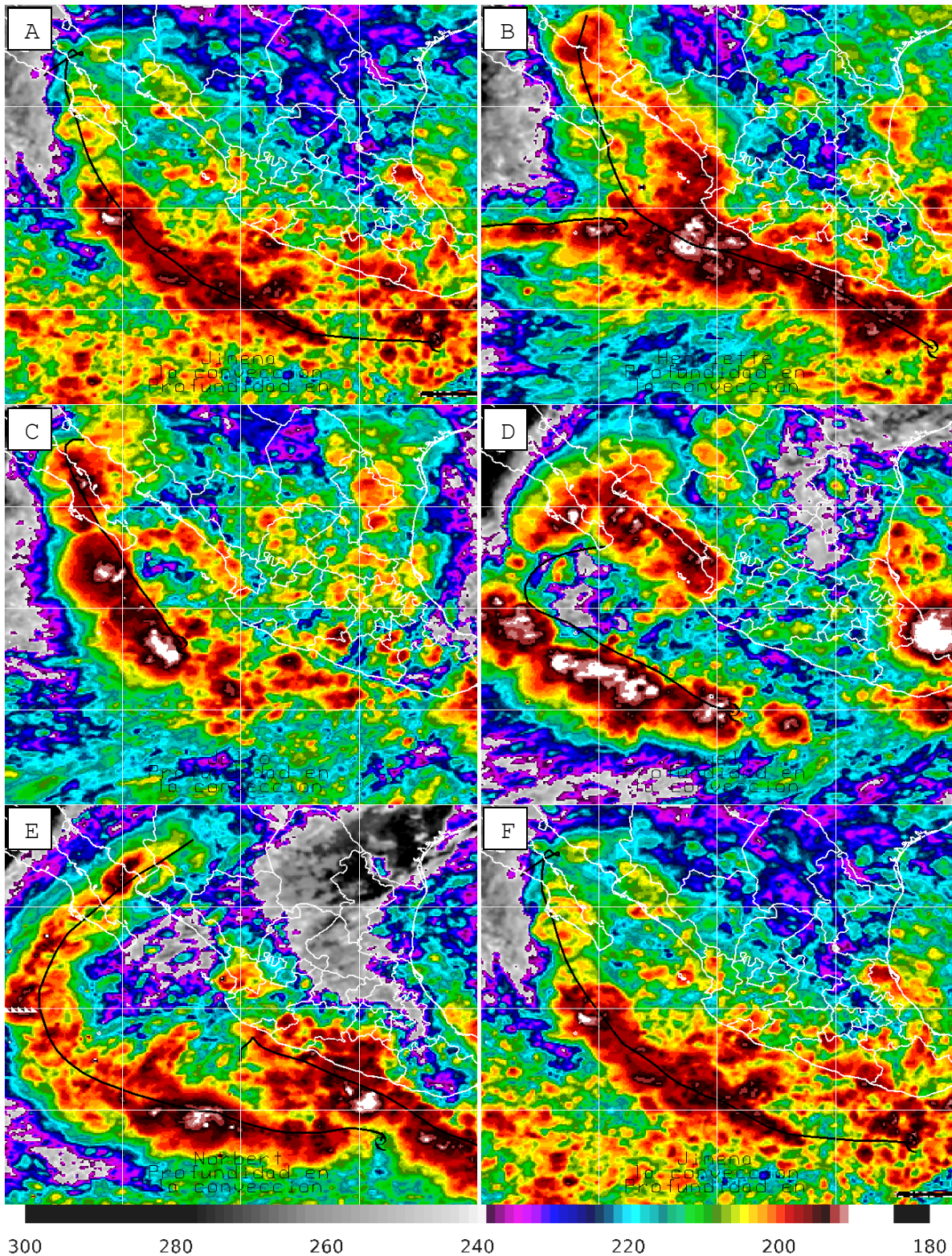


Figura 57. Superposición de imágenes en infrarrojo en donde se muestra el radio de acción de los CTs que tocaron tierra en B.C.S. durante las temporadas 2006-2009. La escala se muestra en Kelvin y se marcó en negro la trayectoria de los CTs presentes en el PNO y en azul marino la temperatura de 225 K con el fin de poder resaltar las zonas de convección profunda con las de no convección profunda. A) John (2006), B) Henriette (2007), C) Julio (2008), D) Lowell (2008), E) Norbert (2008) y F) Jimena (2009).

4.1.2 Disipación al llegar a tierra.

Durante las temporadas 2006 y 2009 se registraron 12CTs que tocaron tierra y nueve con una categoría mayor o igual a TT en Nicaragua y los estados de B.C.S., Chiapas y Sinaloa (Tabla 32). Al momento de tocar tierra comienzan a disiparse debido a que pierden su principal fuente de energía, que proviene de la liberación del calor latente del vapor de agua, pero los tiempos de disipación dentro de tierra varían de un CT a otro (desde unas pocas horas después de tocar tierra hasta más de dos días); pero a pesar de esta variabilidad se ha observado que el factor determinante es la topografía de la región donde tocan tierra.

Se observó que los CTs que tocaron tierra en Sinaloa se disiparon antes de 24 horas, independientemente de la intensidad con que hayan tocado tierra, de esta forma Lane (Rick), que tocó tierra como HR cat.3 (TT) se disipó en 18 horas (12 horas); caso contrario sucedió con John (Julio) que tocó tierra y se mantuvo sobre B.C.S. como HR cat. 2 (TT) y tardó 60 horas (54 horas) en disiparse (Figura 58). En estos casos se observó que la intensidad de cada CT antes de tocar tierra había tenido una variación muy pequeña.

Al observar que en los cuatro casos la intensidad del CT aparentemente no es un factor decisivo en su disipación sobre tierra y considerando que diversos factores atmosféricos (cortante de viento, calor latente disponible, temperatura de la superficie del mar, etc.) ya están representados por los vientos máximos y su evolución temporal, se puede considerar que la diferencia esencial radica en características particulares de cada región.

La diferencia más notable entre B.C.S. y Sinaloa que pueda alterar la convección en un CT es la topografía de ambas regiones, mientras que en Sinaloa se encuentra principalmente la Sierra Madre Occidental, en donde es común encontrar elevaciones superiores a los 2000 m, y grandes pendientes en sus laderas, en el estado de B.C.S. se encuentran diversas sierras menores con elevaciones menores a los 1000 m (Figura 59).

Respecto a los casos de Jimena y Henriette, que tocaron tierra como HR3 y HR1 respectivamente, se puede ilustrar fácilmente la diferencia entre la disipación sobre tierra y sobre el mar. Jimena (Henriette) se mantuvo 24 horas (12 horas) en tierra antes de llegar al Golfo de California para posteriormente disiparse (atravesar el Golfo y disiparse inmediatamente sobre Sonora), en ambos casos los CTs se disiparon rápidamente sobre tierra, mientras que cuando entraron al Golfo la disipación fue más lenta, en el caso de Jimena, o bien, se detuvo, en el caso de Henriette (Figura 58).

Algo que se observó en los casos de Norbert y Rick, fue que ambos antes de recurvar comenzaron a debilitarse y después de recurvar (en la Figura 57 E se puede observar que antes de recurvar Norbert disminuyó ligeramente sus actividades convectivas) se intensificaron, aunque Rick simplemente se mantuvo sin cambios en su intensidad (Figura 54), por lo que aparentemente el proceso de recurvar ayuda a intensificar los CT. Nótese que Norbert (2008) y Rick (2009) se formaron en octubre con 10 días de diferencia, por lo que es posible que la atmósfera sea semejante durante esa parte del año.

Finalmente es necesario considerar otras temporadas para poder observar si lo descrito en estos casos se puede generalizar.

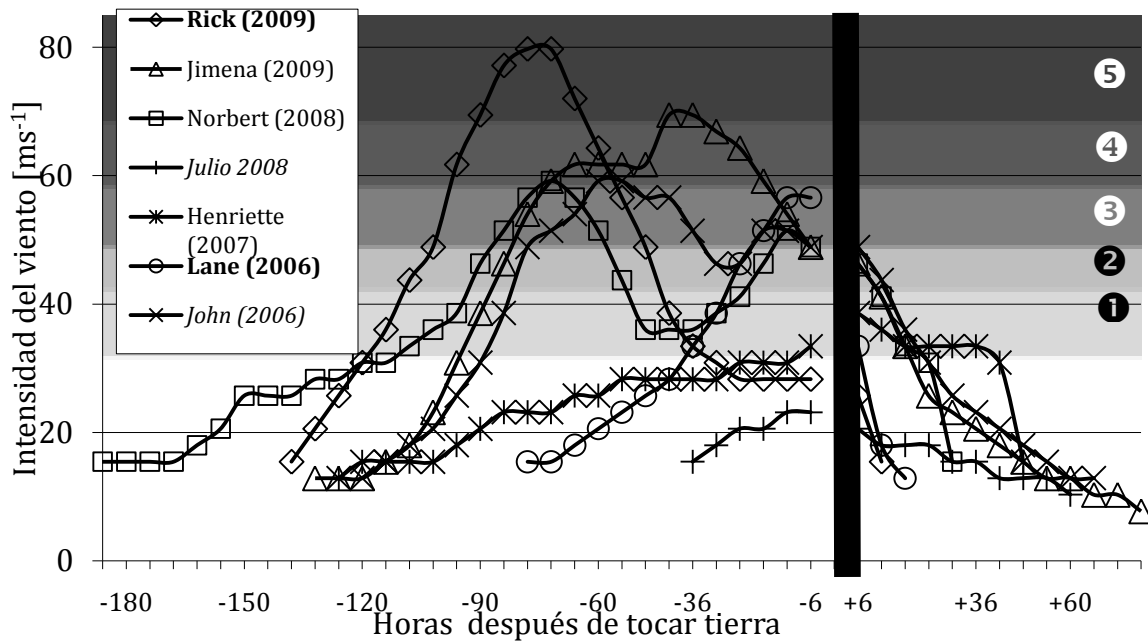


Figura 58. Intensidad de los CTs que tocaron tierra en el noroeste de México con una intensidad mayor o igual a una TT durante el 2006 y el 2009. La línea vertical muestra el momento en el que tocaron tierra por primera vez. Se muestra la escala Saffir-Simpson. En negrita se muestran los CTs que tocaron tierra en Sinaloa, En cursivas los que tocaron tierra en B.C.S. y se mantuvieron sobre la península. Los restantes cruzaron B.C.S. y llegaron al Golfo de California, los datos de cada CT fueron obtenidos de John (Pasch, 2006), Lane (Knabb, 2006), Henriette (Knabb, 2007), Julio (Pasch, 2009), Jimena (Beven, 2009), Rick (Cangialosi, et al, 2009).

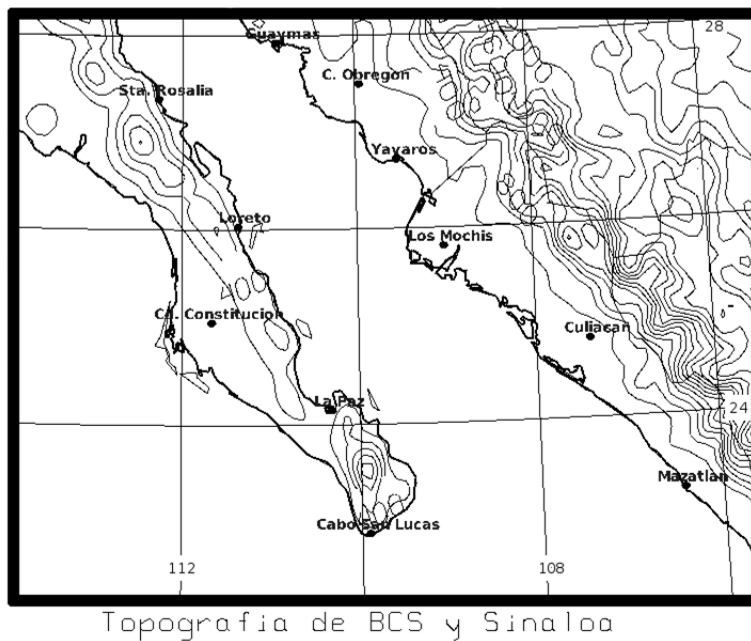


Figura 59. Topografía de B.C.S. y de Sinaloa. Las curvas de nivel se muestran cada 200 m. Al este, sobre Sinaloa y Sonora, se encuentra la Sierra Madre Occidental y al oeste, sobre B.C.S. se muestra la Sierra de La Giganta al norte y la Sierra de La Laguna en el extremo sur.

4.2 Variación local de la lluvia (red CLICOM de la CNA) y discusión acerca del TRMM.

Además de las estimaciones del TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), se emplearon datos proporcionados por la CNA a través de su red de pluviómetros en los estados de B.C.S., Sinaloa y Sonora. Ha sido observado en los análisis particulares de los CTs que han tocado tierra en estos estados que las estimaciones del TRMM generalmente se encuentran por debajo del 20% de los datos proporcionados por la CNA, aunque en ocasiones se encuentran hasta un 80% por debajo del valor reportado por la CNA.

Para poder tratar de identificar las posibles causas de estas deficiencias, que en algunos casos son muy extremas (del orden del 100%), será necesario conocer un poco acerca de la técnica empleada en las estimaciones del TRMM.

4.2.1 Acerca de la misión TRMM y el producto 3B42.

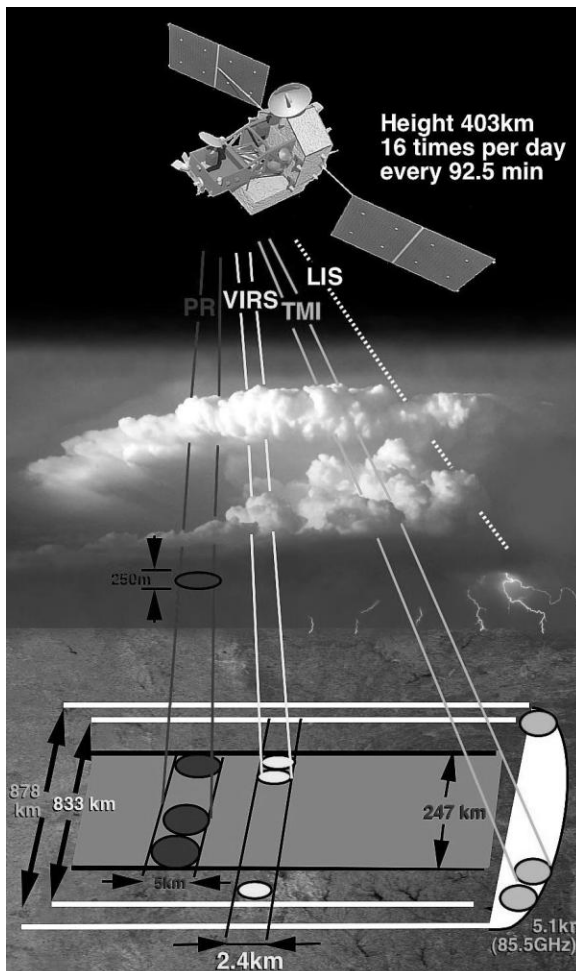


Figura 60. Instrumentos a bordo de la misión TRMM. Imagen extraída de <http://trmm.gsfc.nasa.gov> gracias a los permisos de reproducción de imágenes del mismo sitio.

El producto empleado para estimar la precipitación acumulada por los CTs fue el 3B42-TRMM, que posee una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ sobre la región $[50^{\circ}S, 50^{\circ}N] \times [180^{\circ}O, 180^{\circ}N]$ y una temporal de 3 horas; se elabora cada mes. Este producto es una estimación basada en mediciones de diferentes satélites y de diferentes dispositivos montados en el mismo satélite debido a que la órbita del TRMM no es capaz de cubrir toda la región de observación en tres horas.

A continuación se mencionan los dispositivos a bordo del TRMM involucrados en el producto 3B42 (NASA, 2006) y posteriormente se describirá brevemente el algoritmo empleado para realizar el producto 3B42 (las resoluciones espaciales de cada dispositivo se muestran en la Figura 60):

I. El Radar de Precipitación (PR, por sus siglas en inglés), ha sido el primer radar puesto en órbita con el propósito de monitorear la precipitación a nivel global, el cual posee la capacidad de detectar precipitaciones ligeras de aproximadamente 0.7mm por hora con una resolución espacial de 5km a lo largo de una banda de 247km (NASA, 2011).

II. TRMM microwave imager (TMI), es un sensor pasivo en las frecuencias de 10.7, 19.4, 21.3, 37 y 85.5 GHz, empleado en las mediciones cuantitativas de la lluvia a partir de la ley de radiación de Planck. De esta forma se puede conocer si hay precipitación en la región donde apunte el sensor debido a que los cuerpos de

agua, como el océano y los lagos, emiten la mitad de energía que lo que se supone deberían emitir, de acuerdo a esta ley, así las gotas producidas en la precipitación contrastan fácilmente sobre el océano, caso contrario ocurre sobre la tierra, la cual si emite energía de acuerdo a la ley de Planck, por lo que no se alcanza a contrastar la lluvia de la tierra, es por esta razón que se emplea la frecuencia de 85.5 GHz, esta frecuencia es fácilmente dispersada por el hielo que se localiza en las nubes, produciendo, de esta forma un contraste con la tierra, por lo cual se puede determinar si se está produciendo precipitación o no.

- III. Visible and infrared scanner (VIRS) es un sensor pasivo en las frecuencias del visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo, se emplea como un indicador indirecto de la precipitación, puesto que en la banda del infrarrojo se puede conocer la fácilmente la temperatura de los objetos que estén bajo el VIRS; de esta forma se puede evaluar la altura de las nubes, y determinar indirectamente la profundidad de la convección. Se han desarrollado técnicas que permitan correlacionar la profundidad de los cúmulos con la cantidad de la lluvia, por lo que de esta forma es posible inferir indirectamente la cantidad de precipitación a partir de imágenes de satélites geoestacionarios (NASA (VIRS), 2011).

Existen otros dos dispositivos, el LIS, empleado para detectar relámpagos, (http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/lis.html) y el CERES capaz de medir el intercambio de calor entre el Sol y la Tierra (http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/ceres.html).

El algoritmo del producto 3B42 consta de 4 pasos (<http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>):

A partir del TMI se estima la lluvia, que se obtienen a partir de histogramas de la precipitación para seleccionar la precipitación más probable; luego el conjunto de datos se promedia sobre una malla de 0.25° cada ±90 minutos a partir del momento en que se observan los datos. A partir de estos datos de entrada se calibra con datos de otros satélites cada mes para asegurar la estabilidad y la representatividad de los datos actuales.

Posteriormente se correlacionan los datos del VIRS con el TMI, promediando los valores de la temperatura de los niveles superiores de las nubes cada 0.25° cada hora a partir del momento de su medición. Posteriormente, a partir de los histogramas de precipitación obtenidos por el TMI y de las temperaturas obtenidas por el VIRS, cada una de estas variables ya colocada sobre una malla regular cada 0.25° son acumulados durante un mes para posteriormente ser empleados como los datos de entrada para calibrar la correlación entre los valores del TMI y de las temperaturas obtenidas en el IR. De esta forma es posible correlacionar la temperatura de la cima de las nubes con los datos del TMI.

Después se combinan las diversas estimaciones para obtener el mejor estimado en cada elemento de superficie para cada momento de observación. Los datos calibrados del TMI son colocados en la malla final considerando que estos son la mejor estimación siempre que se encuentren disponibles, en caso contrario se emplea lo encontrado en la correlación entre la temperatura y los datos del TMI cada tres horas durante un mes.

Finalmente se emplean datos indirectos de pluviómetros, puesto que ayudan mucho a mejorar las estimaciones; aunque se ha observado que no existe una suficiente densidad de información de este tipo de datos durante periodos menores a un mes como para ser incluidos en un algoritmo mensual que provea una resolución su mensual. Aunque es posible incluirlos

en periodos mensuales, para poder generar otro producto mensual (3B43), que considera además de los datos estimados a través de otros satélites, los datos de pluviómetros.

Una de las principales deficiencias de este algoritmo es que tiene una tendencia a subestimar la lluvia hasta un 10% a nivel global (NASA, 2006).

4.2.2 Comparación de datos de la red de pluviómetros de la CNA y del TRMM.

Considerando únicamente la deficiencia del 10% en el producto 3B42 mencionada arriba, no es posible explicar satisfactoriamente el porqué de las deficiencias mayores al 50% encontradas en los casos de los CTs que impactaron tierra en B.C.S.

Durante estos seis impactos se mencionaron ocho lugares en B.C.S. (Los Barriles, San Ignacio y San José del Cabo por Jimena, Tabla 30; Loreto por Norbert, Los Barriles y Santiago por Julio, Tabla 22 y Cabo San Lucas por Henriette, Tabla 18) en los cuales el error relativo fue mayor al 50%. Una característica común en estos lugares, es que se encuentran en las faldas de las principales sierras del estado, (sierra La Laguna, entre Cabo San Lucas y La Paz y sierra La Giganta, al oeste de Loreto y Santa Rosalía), mientras que en regiones donde la topografía es casi plana y con pocas elevaciones, como, en las inmediaciones de Ciudad Constitución, La Paz, los errores son en la mayoría de los casos menores al 20%.

Una posible subestimación del orden del 50% es que la correlación de la lluvia con las imágenes en infrarrojo no haya podido ser correlacionada satisfactoriamente en estas regiones, de acuerdo a la descripción de la elaboración del producto 3B42. También puede ser posible una variación muy intensa de la lluvia en regiones menores a los 0.25° o bien una combinación de ambas.

Evaluar la factibilidad de la primera posibilidad es complicado, puesto que se requiere conocer los patrones de lluvia en determinados lugares, así como la profundidad de la convección en dichos lugares para poder tratar de establecer una posible correlación local entre la profundidad de la convección y la precipitación; además de poder identificar los parámetros locales que influyen en la lluvia.

Para evaluar la segunda posibilidad se obtendrá la lluvia acumulada de la red de pluviómetros de la CNA de algunas estaciones representativas durante los días en los que se produjeron lluvias debido a los CTs en B.C.S. y posteriormente se interpolarán los datos para poder reconstruir el campo de la lluvia acumulada sobre el estado. Finalmente se compararán los campos de lluvia acumulada a partir de los datos de la CNA en algunas estaciones seleccionadas con las estimaciones del 3B42, para ver si existen variaciones muy intensas (mayores a los 50 mm) dentro de regiones de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$; o si se detecta alguna otra situación de interés.

Las estaciones meteorológicas seleccionadas fueron: C. Constitución (CDC), Cabo San Lucas (CSL), Loreto (LOT), La Paz (LAP) y Santa Rosalía (SRS), puesto que son las localidades más importantes del estado, además de que representan regiones con diferentes elevaciones sobre el nivel del mar, a pesar de que estas localidades se encuentran a pocos metros sobre el nivel del mar (menos de 100 metros), puesto que LOT y SRS se encuentran en las faldas de la sierra La Giganta, mientras que C. Constitución y LAP se encuentran sobre llanuras a muy pocos metros sobre el nivel del mar, CSL se encuentran sobre planicies, en las faldas de la Sierra La Laguna pero con pendientes mucho menos pronunciadas que en Loreto y Santa Rosalía.

De acuerdo a la interpolación de los datos reportados por las estaciones meteorológicas, en los cuales no se consideraron posibles errores (ya sean de medición o de instrumentación), se

ha observado que las regiones en donde se aprecian las mayores diferencias se encuentran en las sierras (La Giganta y la Laguna) en las cuales se han observado diferencias mayores a los 50mm de lluvia acumulada dependiendo el CT. Así pues, también se ha encontrado que las variaciones en regiones menores a los 0.25° no son tan abundantes como para poder considerarlas como un factor determinante en las subestimaciones del TRMM, Figura 62, 63 y 64. Estas variaciones solo se han observado alrededor de una sola estación meteorológica y no alrededor de un grupo de varias estaciones y principalmente en regiones con poca elevación, por lo que es difícil discernir si este valor tan diferente con respecto a las estaciones vecinas se debe a errores en las mediciones o si realmente tienen lugar estas situaciones.

Considerando que las mayores deficiencias se dan sobre regiones montañosas es probable que la orografía influya sobre los cumulonimbos con una profundidad menor de convección y estos ocasionen lluvias más intensas en regiones montañosas que sobre regiones bajas, de esta forma, es posible que el 3B42, al promediar la lluvia producida sobre grandes regiones para correlacionar la lluvia con la profundidad en la convección resulte en una calibración adecuada para la región donde se presente la elevación más común por donde el TRMM obtenga datos pero no sobre una región en donde los cumulonimbos menos profundos estén fuertemente influenciados por la superficie terrestre, en estas regiones se presentaría una subestimación de la lluvia.

Respecto a los casos de las estaciones seleccionadas, se encontró que LOT y SRS fueron las estaciones en donde la diferencia de la lluvia acumulada a lo largo del tiempo en que se mantuvo activo un CT en el PNO estimada por el TRMM y la lluvia acumulada en ese mismo lapso de tiempo registrado por la CNA frecuentemente era mayor a los 40 mm (anomalía en la lluvia), en LOT esta diferencia se presentó en cinco de los seis casos y en SRS fueron dos veces. Mientras que solamente una vez en CDC y otra en CSL se presentó esta anomalía. De esta forma solamente LAP nunca registró esta situación, en donde ésta diferencia alcanzó un máximo de 26mm. En cinco de los seis casos de CTs que tocaron tierra en B.C.S. se encontraron estas anomalías en alguna o algunas de las estaciones seleccionadas (estaciones anómalas).

Se realizó una comparación entre los valores diarios de lluvia en las estaciones seleccionadas (sin incluir los días en los que la lluvia acumulada fue menor a un mm o cero mm) reportados por la CNA y estimados por el TRMM para detectar posibles tendencias respecto a la subestimación, o en su caso sobreestimación y se encontró lo siguiente:

Debido al paso de cada CT que tocó tierra en B.C.S., el TRMM en general subestima el 61% de los valores, en donde los valores son subestimados en un $68\pm 39\%$ con respecto al valor reportado por la CNA. Mientras que las sobreestimaciones se encuentran un $359\pm 587\%$ por encima de los valores reportados por la CNA. Lo cual muestra que en la mayoría de las circunstancias el 3B42 subestima la lluvia, pero en caso de sobreestimar, estas tienden a ser mayores respecto a las subestimaciones y además se pueden presentar en sobre un rango mucho más amplio de valores que las subestimaciones (Figura 61). El error en ambos valores se obtuvo a partir de la desviación estándar de los valores que se encuentran subestimados o sobreestimados según sea el caso.

En las estaciones anómalas se encontró que el valor promedio de la profundidad de la convección de todas las estaciones en el día en que recibieron la mayor cantidad de lluvia se encontraba por encima del valor de la profundidad en las estaciones anómalas. Lo contrario sucedió con la lluvia, de esta forma las estaciones anómalas reportaron niveles de convección menores que el resto de las demás pero acumularon más lluvia, que las demás, de esta forma

en la mayoría de los casos se ha observado que estas estaciones anómalas pueden acumular más lluvia con niveles de convección menos profundos (252°K en promedio). Esta situación fue muy notable en los casos de John y Jimena en las estaciones de LOT y SRS (Tabla 34).

CT	Lluvia promedio (CNA) [mm]	Convección Promedio [K]	Estaciones anómalas	Convección en estación anómala [K]	Lluvia en estación anómala [mm]
John	97.7	229.2	LOT SRS	243 234	150.0 140.5
Henriette	55.5	259.1	CSL LOT	262 260	124.5 65.3
Julio	54.7	228	LOT	215	127
Lowell	12.3	215	---	---	---
Norbert	58.6	276	CDC LOT	285 258	119.6 120.6
Jimena	66.2	241	LOT SRS	279 235	72.0 127

Tabla 34. Estaciones anómalas. Se muestra el promedio de la convección y de la lluvia en todas las estaciones seleccionadas durante el día en el que cayó la mayor cantidad de precipitación. Se muestran en negritas y cursivas las estaciones anómalas en las cuales la profundidad en la convección fue menor al valor promedio y la precipitación fue mayor al valor promedio.

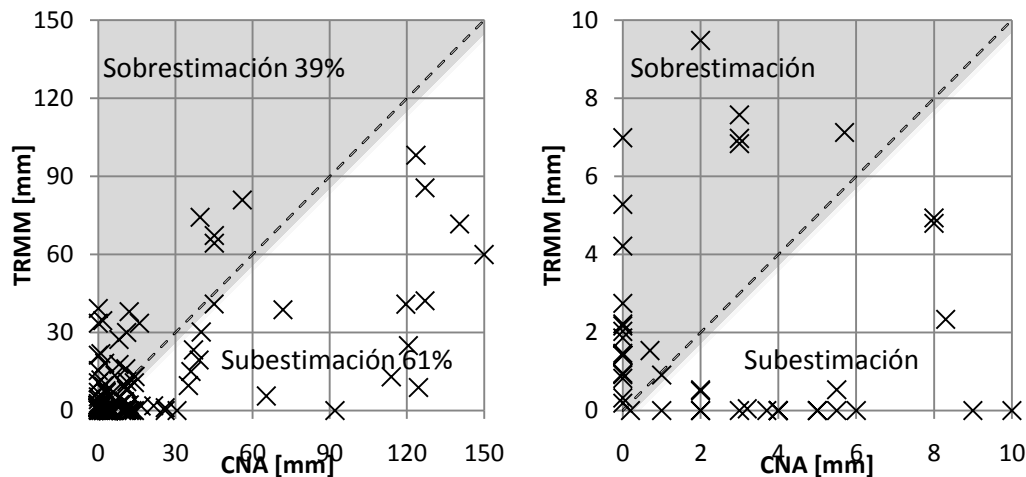


Figura 61. A) Comparación entre los valores de lluvia acumulada diaria entre las estimaciones reportadas por el TRMM y los valores reportados por la CNA en las localidades seleccionadas. En B) se muestra una acercamiento de A) de los 0 a los 10 mm en ambos ejes.

No se puede determinar si la topografía es el factor determinante en las lluvias producidas por estos cumulonimbos con poca profundidad en la convección. Debido a que estas anomalías también se han encontrado en estaciones como CDC (ocasionado por Norbert) y CSL (ocasionado por Henriette), que se localizan sobre planicies casi a nivel del mar, aunque debe de ser un factor que influya mucho, puesto que en el caso de LOT y SRS se encontró que estas estaciones caen dentro de la situación descrita en el párrafo anterior en una ocasión cada una (ocasionados por John y Jimena, CTs que pasaron muy cerca sobre estas dos localidades en estado de disipación) (Tabla 34).

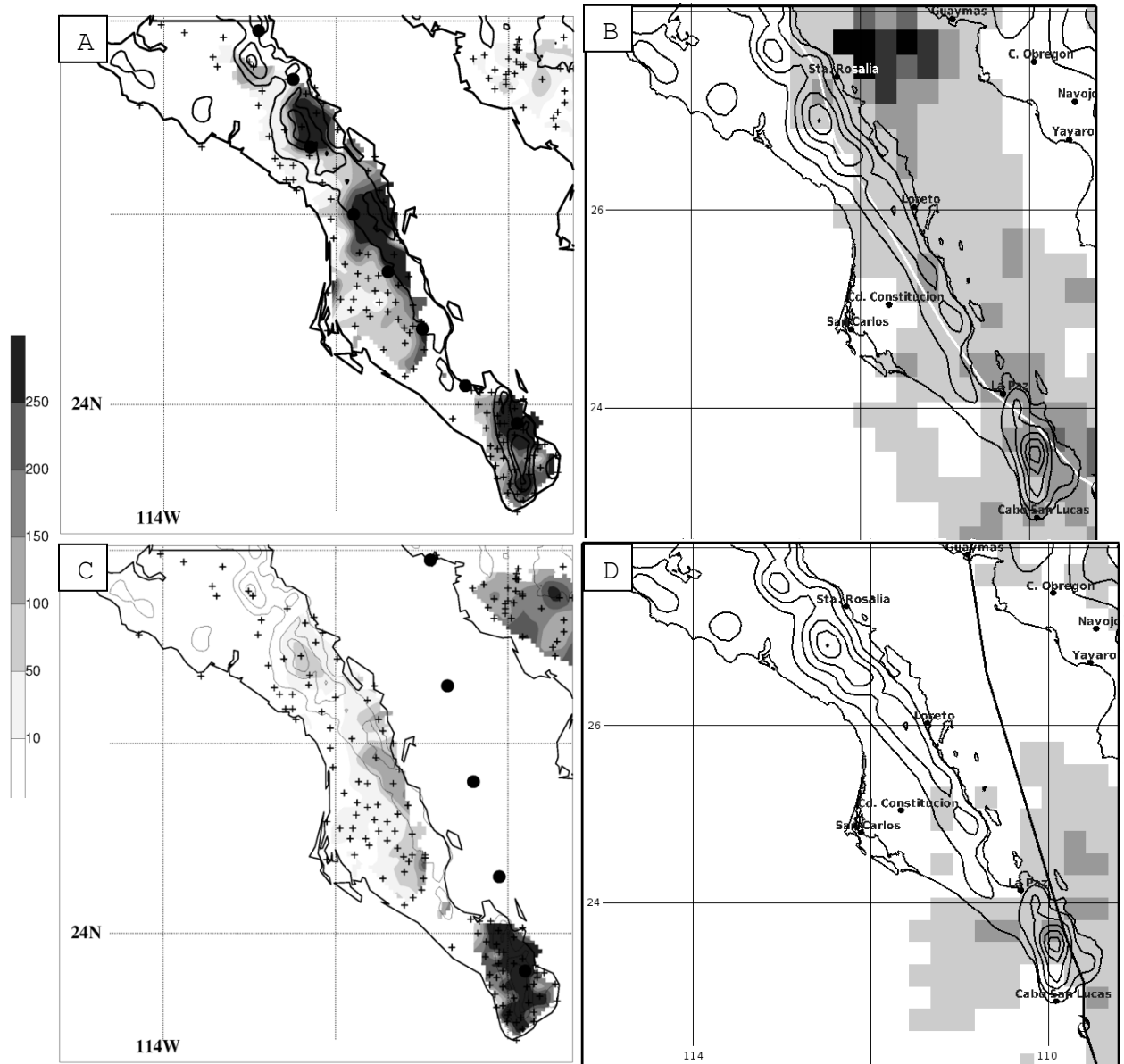


Figura 62. Comparación entre los datos interpolados de la red de pluviómetros de la CNA, las cruces muestran la posición de las estaciones pluviométricas y las curvas de nivel se muestran cada 300 metros (izquierda) y la estimación del producto del TRMM 3B42 (derecha), las curvas de nivel de muestran cada 200 metros para los casos de A) y B) John y C) y D) Henriette (ambas trayectorias se muestran en las 4 viñetas)

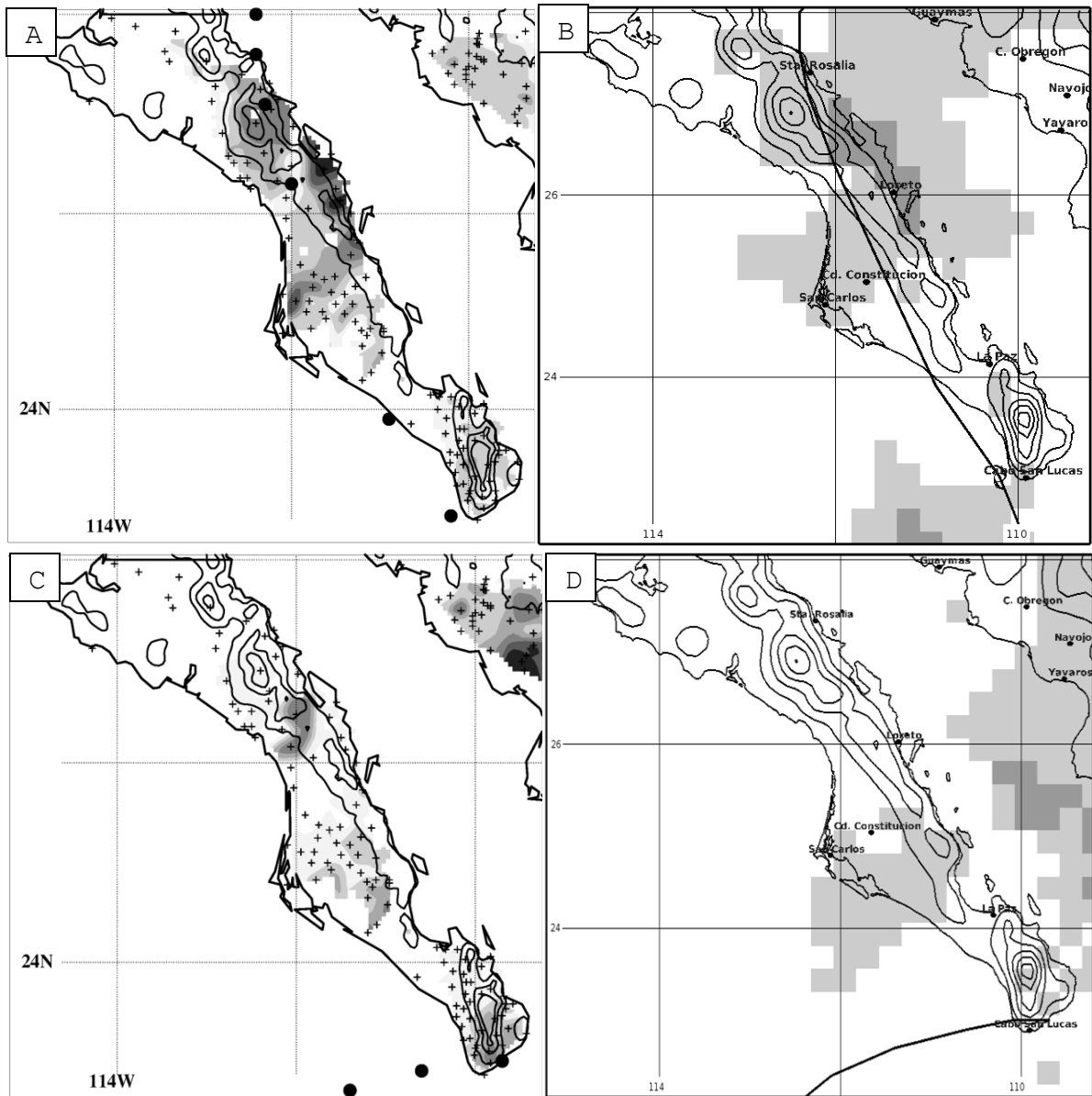


Figura 63. Igual que la Figura 57 pero para: A) y B) Julio y C) y D) Lowell.

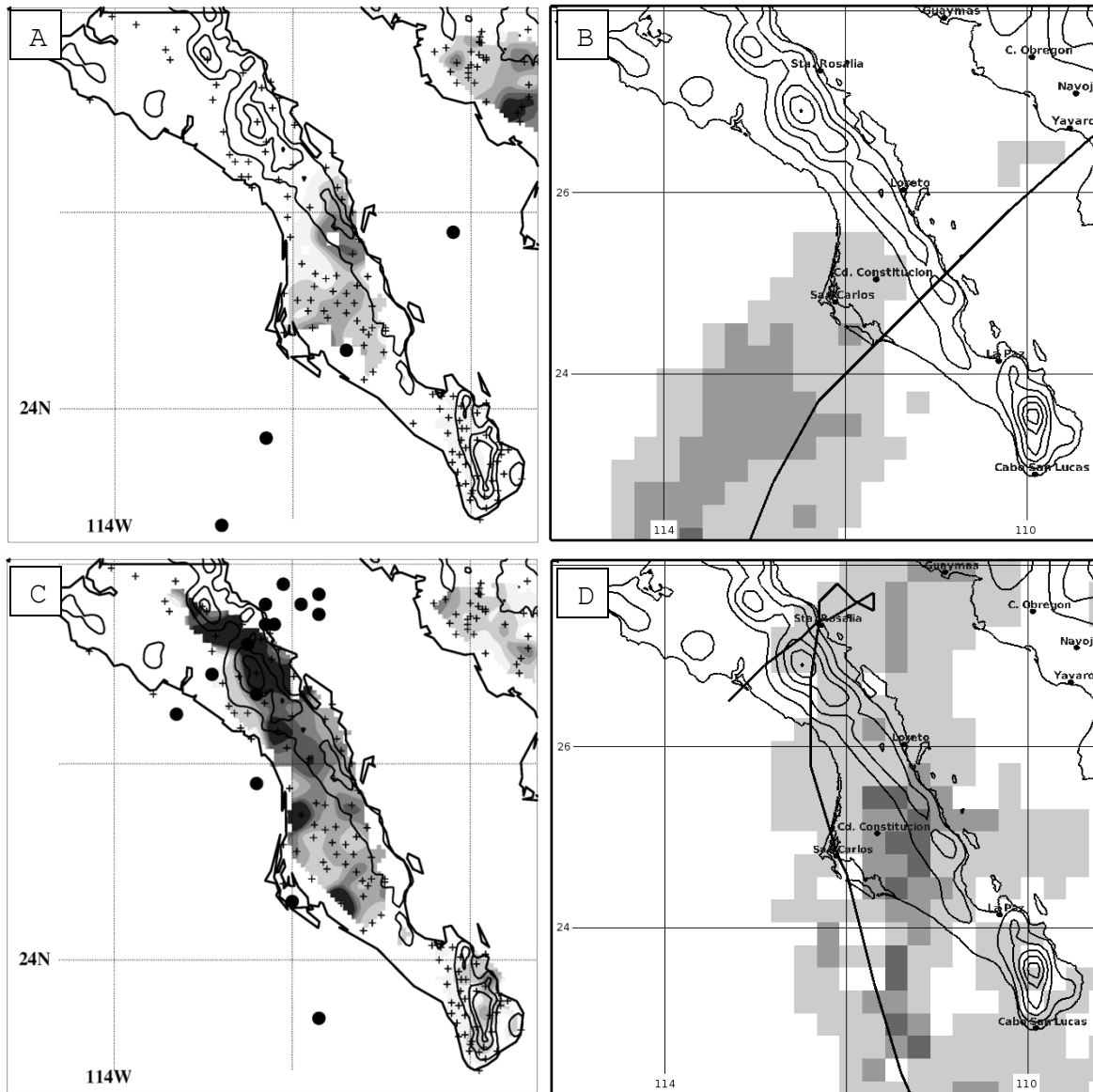


Figura 64. Igual que la Figura 57 pero para: A) y B) Norbert y C) y D) Jimena.

CONCLUSIONES

Con base en el estudio de las cuatro temporadas de CTs analizadas (2006-2009) se encontró que entre finales de agosto y principios de septiembre el noroeste de México (B.C.S., SIN y SON) es más vulnerable al impacto de un CT, aunque no se excluye la posibilidad de que en otros meses de la temporada también pueda sufrir un impacto de CT. Esta vulnerabilidad depende de cada caso particular por lo que no se puede conocer de antemano que regiones serán las más afectadas por el paso de un CT.

Asimismo se pudieron identificar los principales factores que influyen en las trayectorias de los CTs, como son los diversos centros de alta presión o baja presión localizados en el Golfo de México o centro de México, los sistemas de latitud media, o la ZCIT. Así se pudo encontrar que en general los CTs poseen trayectorias oeste-oeste, siendo casos excepcionales las trayectorias oeste-este (Norman y Olivia, 2006 y Barbara 2007).

Respecto a los CTs que tuvieron una componente este se encontró que el origen de esta componente fue principalmente la intrusión de sistemas de latitud media sobre el PNO como ocurrió con Lane y Paul en 2006, Henriette en 2007, Norbert en 2008 y Rick en 2009, también se debió la formación de sistemas de baja presión sobre el centro de México como fue el caso de Norman y Olivia en el 2006 o el Golfo de México como fue el caso de Barbara en el 2008.

A partir de los análisis particulares los CTs que tocaron el noroeste de México durante las temporadas estudiadas se encontró que en algunas ocasiones se formaban algunos sistemas compuestos por dos CTs que se formaban con una diferencia menor a las 48 horas, en donde un CT tocaba tierra y el otro CT se adentraba en el Pacífico.

Este tipo de sucesos se repitió tres veces a lo largo de las temporadas estudiadas, por lo que se revisó el registro histórico para conocer que tan frecuente se presenta este fenómeno y se encontró que a pesar de no ser un fenómeno estadísticamente significativo a lo largo de los últimos 40 años (1970-2010), se ha encontrado que estos sistemas dobles representan el 43% de los CTs que se han formado en agosto y han tocado tierra, estos sistemas también se han formado en septiembre y aun en octubre, en donde solamente representan el 10% de los CTs que han tocado tierra en cada uno de dichos meses.

También se observó que el 75% de los CTs que tocaron tierra en estas temporadas se formaron al este de, o en los $105^{\circ}0$, el 25% restante estuvo formado por Douglas y Olaf, que

interactuaron mínimamente con tierra y Julio, todos ellos en el 2008, así como Norman en el 2006, que también interactuó muy poco con tierra.

Además se analizó el producto 3B42 del satélite TRMM para evaluar el impacto de los CTs tierra adentro, en donde se encontró lo siguiente: en general el producto, presenta deficiencias en las estimaciones de lluvia, de acuerdo con los datos de la CNA, mismas que en algunas ocasiones resultaron inútiles para poder medir la cantidad de precipitación acumulada en determinadas regiones, particularmente en las inmediaciones de Loreto y Santa Rosalía por lo que esta herramienta por sí sola no resulta un buen indicador del impacto tierra adentro producido por los CTs. Por lo que se requiere de diversas herramientas auxiliares para poder conocer el error producido en cada medición y lugar determinado.

GLOSARIO DE CONCEPTOS

Agua precipitable: Es la cantidad total de agua contenida en una columna de aire, se mide en mm y muestra una idea de cuanta agua podría llegar a precipitar en dicha columna de aire.

adiabático: Proceso termodinámico en donde no hay transferencia de calor. En meteorología este proceso produce un cambio de temperatura en las masas de aire como resultado de su expansión o compresión, sin que haya una transferencia de calor.

advección: Transferencia de propiedades físicas (calor, masa, momento, temperatura) debida al viento.

atmósfera baroclina: Atmósfera en donde se produce una condición baroclínica. Véase condición baroclínica.

Balance ciclostrófico: Este balance se produce cuando el gradiente de presión alrededor de un punto donde la presión es mínima o máxima se equilibra con la fuerza de Coriolis.

Calor latente: Es el calor que “guarda” una sustancia en una fase determinada y que es liberado al haber una transición de fase. Por ejemplo, en el caso del vapor de agua, cuando este se condensa y forma agua líquida, existe una liberación adicional de calor. Por el contrario, para que el agua líquida se evapore se necesita agregarle calor adicional.

capa límite: Cuando un fluido interacciona con un obstáculo este produce una zona en donde el fluido se ve perturbado debido a la interacción entre este obstáculo y el fluido. Se define la capa límite como la superficie en donde este fluido ya no se encuentra perturbado por el obstáculo, fuera de esta superficie el fluido se comporta como si no existiera este obstáculo.

CAP: véase centro de acción de presión

centros de acción de presión: En la parte superficial de la atmósfera existen regiones cuasiestacionarias durante algunas semanas o meses donde la presión es alta o baja. No está muy bien comprendido porque se originan estos centros pero se cree que es debido al efecto térmico y a las variaciones topográficas del fondo oceánico y de los continentes. Sobre los océanos son casi permanentes, mientras que en los continentes varían a lo largo de las estaciones, por lo que un centro de baja presión se convierte en uno de alta presión y luego en uno de baja presión y así sucesivamente.

centros de baja presión: véase centros de acción de presión.

centros de alta presión: véase centros de acción de presión.

ciclogénesis: Nombre que se le da a la formación de CTs en la atmósfera.

clima: Se refiere al valor medio de los parámetros meteorológicos sobre un espacio determinado a lo largo de un intervalo de tiempo. En general un valor climatológico se refiere a un promedio de estos a parámetros a lo largo de 30 o más años.

clima tropical: Clima típico de los trópicos. La clasificación de Köppen los define como un clima no árido en donde la temperatura a lo largo del año es superior a los 18°C.

condición baroclínica: Cuando las superficies isobáricas cruzan las superficies de igual temperatura. En esta situación se produce la circulación de los vientos.

corriente de chorro: Región donde se producen vientos muy intensos, generalmente se encuentran sobre un plano horizontal en donde la longitud de esta corriente puede llegar a tener varios miles de kilómetros de largo y algunos de ancho.

cresta: Es el área alargada de presión alta que se extiende en un campo de presión.

CT: Ciclón tropical.

cumulonimbos: Son nubes de origen convectivo, que pueden alcanzar alturas tan altas como la tropopausa, presentando una forma de yunque cuando llega a la altura de la tropopausa.

El Niño-Oscilación del Sur: Básicamente El Niño es el fenómeno que se presenta cuando la TSM del Pacífico ecuatorial aumenta varios grados Celsius por encima del valores climatológico. Este fenómeno está acoplado con el fenómeno atmosférico la Oscilación del Sur, el cual consiste en la fluctuación anormal del gradiente de presión atmosférica superficial entre la región oriental y la occidental del Pacífico Sur y que puede dar como consecuencia una inversión en la circulación de los vientos sobre la superficie del océano Pacífico Tropical. El acoplamiento entre estos dos fenómenos tiene grandes consecuencias climáticas en todo el mundo.

ENOS: véase El Niño-oscilación del sur.

ENSO: El Niño-Southern Oscillation véase El Niño-Oscilación del Sur.

estratosfera: Es la capa atmosférica entre troposfera (por abajo de los 12 o 18 km.) y la mesosfera (por arriba de los 50 km.); se caracteriza por un aumento continuo de la temperatura y es una región de estabilidad en la que no se pueden desarrollar movimientos convectivos en forma natural.

Huracán: véase “ciclón tropical”.

humedad relativa: Es el cociente entre la cantidad de humedad en el aire y la cantidad de humedad que el aire puede contener a una temperatura dada.

Inestabilidad condicional: Es el estado de una parcela de aire no saturado que producirá inestabilidad en el momento de ser elevado al nivel de saturación.

Masas de aire: Son aquellos cuerpos de aire con características horizontales homogéneas de temperatura, viento y humedad. Estas características las adquieren en la región donde se forman, para después modificarlas conforme se desplaza en distintas regiones continentales o marítimas. Las masas de aire pueden cubrir miles de kilómetros cuadrados en la horizontal, pero solo pueden extenderse unos cuantos kilómetros en la vertical. Con base en la fuente de calor, se tiene la siguiente clasificación de masas de aire: tropical (t) y polar (P); en base a la

fuerza de humedad se tiene marítima (m) y continental (c); también se pueden definir en base a la región sobre la que se desplazan: fría ó cálida.

mesoescala: Se dice de los objetos o fenómenos que ocupan una región que se puede extender desde unos cuantos kilómetros hasta unos cientos de kilómetros ya sea tanto en su latitud como en su longitud.

monzón: Son vientos de gran escala que cambian de dirección en una estación determinada, además producen grandes cantidades de precipitaciones durante el verano debido al cambio de la dirección del viento que generalmente es húmedo y cálido y va del océano al continente.

Nivel de convección libre: Es el movimiento de un fluido debido a causas naturales. Por ejemplo: el ascenso del aire caliente y el descenso del aire frío.

Ondas del este: Un sistema de baja presión, de la atmósfera tropical, proveniente del este.

OCB: véase Oscilación CuasiBienal.

Oscilación CuasiBienal: Se le llama a la oscilación con una periodicidad de aproximadamente dos años que presentan los vientos zonales tropicales en la troposfera superior y en la estratósfera inferior y consiste en cambios en la dirección del viento zonal de este-oeste a oeste-este y deben su origen a los efectos del flujo de ondas gravitatorias generadas en la troposfera.

Paleotempestología: Es el estudio de la actividad de los CTs en el pasado a través de evidencias geológicas (sedimentación, acarreo y deposición de diferentes materiales debido a CTs ocurridos en el pasado) y biológicas (trazas del isótopo 180 en los corales, dendrocronología), así como de documentos históricos.

pleamar: ó marea alta, momento en que el agua del mar alcanza su máxima altura dentro del ciclo de las mareas.

QBO: Quasi-Biennial Oscillation, véase Oscilación CuasiBienal.

Saturación de la atmósfera: Se dice cuando la atmósfera presenta saturación en la humedad relativa.

Sistemas convectivos de mesoescala: Un sistema convectivo de mesoescala es un conjunto de tormentas y nubes convectivas que se aglomeran en regiones del orden de 10 a 100 km de radio aproximadamente, donde las condiciones locales del medio ambiente controlan fuertemente los campos de temperatura y viento sobre las parcelas de aire.

Tormenta convectiva: una tormenta tropical convectiva es muy pequeña para ser localizada en los mapas meteorológicos sinópticos; sin embargo, cuando se tienen conglomerados de estas tormentas convectivas, entonces pueden ser claramente observados por medio de los instrumentos de percepción remota, siendo muy importantes para el estudio de las condiciones sinópticas de una determinada región. Este es el caso de fenómenos tales como la zona intertropical de convergencia, de frentes meteorológicos, de huracanes y de

circulaciones monzónicas, en donde se pueden observar grandes sistemas convectivos de mesoescala.

temperatura equivalente: representa la temperatura que una parcela de aire seco a una presión p y temperatura T tendría si fuera comprimida o expandida adiabáticamente hasta una presión de referencia p_0 , normalmente 1000 hPa.

torres calientes: Es un cumulonimbos que se desarrolla en los trópicos que alcanza los niveles inferiores de la estratosfera. Se llaman calientes debido a que su gran altura es producto de la gran cantidad de calor latente liberada del vapor de agua que se condensa en líquida y después se congela.

troposfera: Es la región inferior de la atmósfera, su espesor varía entre los 9 km y los 16 km. En ella se presentan todos los fenómenos meteorológicos que se producen en el planeta. Además cerca del 85% de la masa atmosférica se encuentra en la troposfera.

TT: Tormenta Tropical.

TSM: Temperatura de la Superficie del Mar.

Vientos alisios: Los vientos que hay en los trópicos y soplan desde las latitudes subtropicales hacia la ZCIT

vientos contralisios: Vientos provenientes del oeste.

vientos meridionales: Los vientos que fluyen de norte a sur o viceversa sobre una misma longitud o un rango de longitudes determinados.

vientos zonales: Los vientos que fluyen de este a oeste o viceversa sobre una misma latitud o un rango de latitudes determinados.

ZCIT: véase Zona de Convergencia InterTropical.

zona de convergencia intertropical: Región donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur. La ZCIT, también conocida como el ecuador meteorológico, está caracterizada por una gran concentración de sistemas nubosos y presión baja. La ZCIT no necesariamente coincide con el ecuador geográfico, básicamente por las diferencias en la cobertura de continentes y océanos en ambos hemisferios.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahrens C. Donald** Essentials of meteorology. An invitation to the atmosphere. [Libro]. - Tercera edición.
- Allard Arthur Richard** A Climatology of the Characteristics of Tropical Cyclones in the Northeast Pacific During the Period 1966-1980 [Tesis] = Climatology of TC in the NETROPAC : Tesis / Ciencias Atmosféricas Texas Tech University.
- Ávila Lixion A. and Rhome Jamie** Eastern North Pacific Hurricane Season of 2007 [Revista] // Monthly Weather Review. - agosto 2009. - Vol. 137. - pp. 2436-2447.
- Avila Lixion A.** Hurricane Kristy (EP122006) [Reporte] = EP122006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 9.
- Barry Roger G. and Chorley Richard J.** Atmosphere, weather and climate [Libro]. - Nueva York : Routledge, 2003. - Octava edición : pp. 421.
- Berg Robbie** Tropical Storm Lowell (EP132008) [Reporte] = EP132008 : Tropical Cyclone report / National Hurricane Center. - 2008. - p. 13.
- Beven Jack** Tropical Storm Norman (EP152006) [Reporte] = EP152006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 9.
- Beven Jack** Tropical Storm Olivia (EP152006) [Reporte] = EP152006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 9.
- Beven John L.** Hurricane Jimena (EP132009) [Reporte] = EP132009 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2009. - p. 15.
- Blake Eric S. and Pasch Richard J.** Eastern North Pacific Hurricane Season of 2008 [Revista] = MWR. - [s.l.] : Monthly Weather Review, marzo 2010. - Vol. 138. - pp. 705-721.
- Blake Eric S.** Hurricane Ileana (EP102006) [Reporte] = EP102006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 9.
- Brennan Michael J.** Tropical Storm Kevin (EP142009) [Reporte] = EP142009 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2009. - p. 11.
- Brown Daniel P.** Hurricane Andres (EP022009) [Reporte] = EP022009 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2009. - p. 11.
- Brown Daniel P.** Tropical Storm Alma (EP012008) [Reporte] = EP012008 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2008. - p. 11.
- Brown Daniel P.** Tropical Storm Dalila (EP072007) [Reporte] = EP072007 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2007. - p. 9.
- Cangialosi P. John and Avila A. Lixion** Hurricane Rick (EP202009) [Reporte] = EP202009 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2009. - p. 13.
- Cassano John J. and Lynch Amanda H.** Applied atmospheric dynamics [Libro]. - [s.l.] : John Wiley & sons, LTD, 2006. - p. 280.

Douglas Michel W. [et al.] The mexican monsoon [Revista] // Journal of Climate. - [s.l.] : American Meteorological Society, agosto 1993. - pp. 1665-1677.

El Universal Tormenta tropical 'Lowell' activa alerta en el Pacífico [Artículo] // Zócalo Saltillo. - Saltillo : [s.n.], septiembre 10, 2008. - <http://www.zocalo.com.mx/seccion/articulo/tormenta-tropical-lowell-activa-alerta-en-el-pacifico>.

Farfán Molina Luis Manuel Comunicación personal [Entrevista]. - octubre 2010.

Flon H. Tropical Circulation Patterns [Artículo] // Bonner Meteor. Ab-hand.. - 1971. - Vol. XX. - p. 55.

Franklin James L. Hurricane Ivo (EP122007) [Reporte] = EP122007: Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2007. - p. 10.

García Ramón Deja 'Jimena' a 141 evacuados en Navojoa y Álamos [Artículo] // El Imparcial. - septiembre 3, 2009. - <http://www.elimparcial.com/EdicionEnLinea/Notas/Noticias/03092009/400054.aspx>.

Gill A. Some simple solutions for heat-induced tropical circulations [Revista] // Quart. J. Roy. Meteor. Soc.. - 1980. - 106. - pp. 447-462.

Holton James R. An introduction to Dinamic Meteorology [Libro] / ed. Dmowska Renata, Holton James R. and Ross H. Thomas. - [s.l.] : Elsevier Academic Press, 2004. - cuarta edición : p. 553.

Richard J. Pasch and David P. Roberts Hurricane Flossie (EP092007) [Reporte] = EP092007 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center 20089

IAI Hurricanes and coastal zone vulnerability en Central America and the Carribean [Boletín]

// IAI communiqué (Inter-American Institute for Global Change Research)<http://www.iai.int>

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática Cajeme, Sonora. Clave geoestadística 26018 [] // Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 2009.

Knabb Richard D. Hurricane Henriette (EP112007) [Reporte] = EP112007 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2007. - p. 15.

Knabb Richard D. Hurricane Lane (EP132006) [Reporte] = EP112007 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 12.

Knabb Richard D. Tropical Storm Barbara (EP022007) [Reporte] = EP022007 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2007. - p. 10.

López Aranda Mae Rick causa daños en viviendas a su paso por costas de Colima [Artículo] // El Universal. - Jalisco : [s.n.], octubre 19, 2009. - <http://www.eluniversal.com.mx/notas/634234.html>.

Magaña Víctor and Quintanar Arturo I. On the use of a general circulation model to study regional climate [Sección de libro] // Numerical Simulations in the Environmental and Earth Sciences / ed. García García Fernando [et al.]. - [s.l.] : Cambridge University Press, 1997. - Primera Edición. - Págs. 39-49.

Magaña Victor, Amador Jorge A. and Medina Socorro The Midsummer Drought over Mexico and Central America [Revista] // Journal of Climate. - [s.l.] : American Meteorological Society, 1999. - Vol. 12. - pp. 1577-1588.

Mainelli Michelle Tropical Storm Dalila (EP062007) [Reporte] : Tropical Cyclone

report / National Hurricane Center. - 2007. - p. 10.

Mejía Juárez Pedro Jimena causó destrozos por \$500 millones en el sector agrícola de B.C.S.; derribó 30 torres de electricidad [Artículo] // La Crónica. - septiembre 4, 2009. - http://www.cronica.com.mx/nota.php?id_nota=455710.

NASA (VIRS) TRMM [En línea] // TRMM instruments. - mayo 24, 2011. - mayo 24, 2011. http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/virs.html.

NASA 3B42 algorithm [En línea] // Sitio web de TRMM <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>

NASA ESE 40th Anniversary *The SMS Program* [En línea] = GOES // GOES Project Science. - SAIC Information Systems, diciembre 5, 1999. - noviembre 10, 2010. - <http://goes.gsfc.nasa.gov/text/history/goes/goes.html>. - Acerca de la historia del programa GOES.

NASA TRMM [En línea] = TRMM instruments. - mayo 25, 2011. - mayo 25, 2011. - http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/pr.html.

Neumann C. J. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting [Sección de libro] // Global Overview. - Ginebra : Organización Mundial de Meteorología, 1993.

NHC NHC Archive of Hurricane Seasons [En línea] // National Hurricane Center http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml#tracks_all Past Tracks (All)

NOAA National Climatic Data Center (NCDC) International Satellite Cloud Climatology Project Satellite Information [En línea] = NCDC // NOAA-National Oceanic and Atmospheric Administration <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/gibbs/satellite-info.html>

Notimex Tormenta Andrés deja un muerto en Guerrero [Artículo] // El Universal. - Chilpancingo : [s.n.], junio 23, 2009. - <http://www.eluniversal.com.mx/notas/606709.html> consultado el 18 de abril del 2011.

Pasch Richard J. [et al.] Eastern North Pacific Hurricane Season of 2006 [Revista] // Monthly Weather Review. - enero 2009. - Vol. 137. - pp. 3-20.

Pasch Richard J. Hurricane John (EP112006) [Reporte] = EP112006: Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 14.

Pasch Richard J. Tropical Storm Julio (EP112008) [Reporte] = EP112008 / National Hurricane Center. - 2009. - p. 9.

Rains Patricia MEXIDATA.INFO [En línea] // MEXIDATA.INFO. - Septiembre 7, 2009. - abril 19, 2011. - <http://mexidata.info/id2402.html>. - Disaster Relief Begins in US after Hurricane Jimena beats Baja California Sur.

Reuters Hurricane Paul Kills Two in Northwestern Mexico [En línea]. - 26 de octubre de 2006. - 24 de agosto de 2011. - <http://banderasnews.com/0610/nr-paulkills2.htm>.

Reyes Coca Sergio Introducción a la meteorología [Libro]. - Mexicali : Universidad Autónoma de Baja California, 2002. - p. 468.

Reza Francisco Acumulan lluvias por 'Jimena' 220 milímetros en Guaymas [Article] // El Imparcial. - Hermosillo : [s.n.], septiembre 3, 2009. - <http://www.elimparcial.com/EdicionEnLinea/Notas/Noticias/03092009/399979.aspx>.

Reza Francisco Inundan precipitaciones calles de Guaymas [Artículo] // El Imparcial. - Hermosillo: [s.n.], septiembre 3, 2009. - <http://www.elimparcial.com/EdicionEnLinea/Notas/Noticias/03092009/399939.aspx>.

Reza Francisco Quedan Guaymas y Empalme incomunicados [Artículo] // El Imparcial. - Hermosillo: [s.n.], septiembre 3, 2009. - <http://www.elimparcial.com/EdicionEnLinea/Notas/Noticias/03092009/400064.aspx>.

Roberts Richard J. Pasch y David P. Hurricane Sergio (EP212006) [Reporte] = EP212006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center. - 2006. - p. 8.

Rodríguez Gladys, Beyliss Marcelo y Jiménez Horacio 'Julio' deja 2 muertos en B.C.S. y Sonora [Artículo] // El Universal. - México: [s.n.], agosto 27, 2008. - <http://www.eluniversal.com.mx/estados/69424.html>.

Rodríguez Navarro Gladys Protección Civil ordena evacuación en Los Cabos [Article] // El Universal. - octubre 20, 2009. - <http://www.eluniversal.com.mx/notas/634673.html>.

Rodríguez Navarros Gladys Huracán Rick deja un muerto en Los Cabos [Article] // El Universal. - octubre 19, 2009. - <http://www.eluniversal.com.mx/notas/634293.html>.

Romero Centeno Rosario, Zavala Hidalgo Jorge Y B. Raga Graciela Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific [Revista] // Journal of Climate. - [s.l.]: American Meteorological Society, 2007. - 11: Vol. XX. - pp. 3768-3784.

Stewart Stacy R. Tropical Storm Emilia. (EP062006) [Reporte] = EP062006 : Tropical Cyclone Report. / National Hurricane Center; National Hurricane Center. - 2006.

Lixion A. Avila Tropical Depression Two-E. EP022006 [Reporte] = EP022006 : Tropical Cyclone Report / National Hurricane Center 2006.

Velden Christopher [et al.] The Dvorak Tropical Cyclone Intensity Estimation Technique: A Satellite-Based Method that Has Endured for over 30 Years [Artículo] // Bulletin of the American Meteorological Society. - [s.l.]: AMS, septiembre 2006. - 87: Vol. IX. - pp. 1195-1210.

Waliser D. E. and Gautier C. A satellite-derived climatology of the ITCZ [Revista] // J. Climate. - 1993. - Vol. 6. - pp. 2162-2174.