



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“CLIMATOLOGÍA DE LOS CICLONES TROPICALES EN
EL OCÉANO PACÍFICO NORESTE”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA

CARLOS ALBERTO HERNÁNDEZ SANTES



DIRECTOR DE TESIS:

M. en C. ENRIQUE AZPRA ROMERO

CIUDAD DE MÉXICO, 2016.



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.

A LA SEÑORA CIRA...
MI MADRE

DEDICATORIA

Como muestra de cariño dedico este trabajo a mi madre, la señora Cira, a Ana, y a mis hermanos Rafael, David y Cecilia. Simboliza el término de una etapa importante en mi vida, mi desarrollo académico.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue posible gracias al asesoramiento y el apoyo del Maestro en Ciencias Enrique Azpra Romero, agradezco el mostrarme el mundo de las ciencias de la atmósfera y ampliar así mi visión científica, por impulsarme a dar pasos importantes. Gracias por la enseñanza, el tiempo dedicado, y por confiar en mi capacidad.

A mis sinodales, Dr. Tomás Morales Acoltzi, Dr. Ernesto Caetano Neto, Dr. Josué Tago Pacheco, y al Maestro en Ciencias Francisco Javier Villacaña Cruz, por tomarse el tiempo de leer este trabajo, por sus valiosas aportaciones, su cordialidad y por haberme ayudado a mejorarla, esperando que pueda contribuir posteriormente como fuente bibliográfica para la formación de futuros ingenieros.

A la Universidad Nacional Autónoma de México(UNAM), por darme la oportunidad de pertenecer a ella, contribuyendo así a mi formación, a los profesores de la carrera de Ingeniería Geofísica de la Facultad de Ingeniería, por la oportunidad que me brindaron de poder ser uno más de sus alumnos.

ÍNDICE

ÍNDICE	4
Resumen	5
Abstract	6
CAPITULO 1.- ORIGEN Y DESARROLLO DE LOS CICLONES TROPICALES...	7
1.1 Objetivos, justificación y alcances	8
1.2 Definición y clasificación.....	9
1.3 Formación y desarrollo de los ciclones tropicales	12
1.4 Características de los huracanes	14
CAPÍTULO 2.-HURACANES DEL PACIFICO NORESTE.....	18
2.1 Fuente de datos	19
2.2 Origen.....	21
2.3 Disipación.....	26
2.4 Abundancia	30
2.5 Duración de la estación	38
2.6 Intensidad y duración	41
2.7 Trayectorias.....	48
2.8 Correlación con fenómenos de baja frecuencia	56
a) ENOS (El Niño-Oscilación del Sur)	56
b) AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico).....	58
c) PDO (Oscilación Decadal del Pacífico)	59
CAPÍTULO 3.- HURACANES EN MÉXICO	60
3.1 Huracanes que tocan tierra	61
3.2 Frecuencia: Absoluta, Porcentual.....	62
3.3 Entrada a tierra por categoría.....	64
CAPITULO 4. - CONCLUSIONES	68
Conclusiones.....	69
Referencias bibliográficas	72

Resumen

Los Ciclones Tropicales Nombrados (CTs) de la cuenca del Pacífico Noreste (PNE), son un aspecto común desde mediados de primavera hasta finales de otoño. Pero, ¿Cuál es la frecuencia promedio de CTs. y donde se forman preferentemente? Estas son algunas de las preguntas que se pretende responder en este trabajo. Específicamente se presenta la climatología de los CTs del PNE, basándola en el conjunto de datos corregidos por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés) conocidos como Best Track. El trabajo está enfocado en el estudio del origen, disipación, frecuencia, duración y trayectoria de los CTs, en el periodo de 1949-2013 (65 años). La cuenca del PNE incluye desde las tierras continentales de Norte América hasta la longitud de 180° W.

De los CTs. que se forman en el PNE, gran parte se mueven y mueren en las aguas tropicales y subtropicales de la cuenca del Pacífico Norte, y en algunas ocasiones llegan a alcanzar las costas de Asia; mientras que otros afectan las costas de nuestro país. La temporada de CTs oficialmente se extiende desde la segunda quincena de mayo a noviembre, pero su ocurrencia está centrada fuertemente en los meses de julio, agosto y septiembre. Sin embargo, el pico de la estación ocurre durante la última decena del mes de agosto. Los CTs del mes de junio son los que se originan, en promedio, más al oriente al compararlos con los otros meses. La disipación de los CTs ocurre en las latitudes tropicales y medias del Pacífico Norte y del continente americano y su pico nuevamente está en la última decena del mes de agosto.

Se encuentra en el trabajo que la abundancia de los CTs es mayor en la década de los 80 y menor en los inicios de los registros, lo cual marca una tendencia positiva en la serie, que sin embargo no es significativa. Similarmente, se observa que en la época satelital, la duración registrada de estos fenómenos es mayor que en la anterior.

En cuanto a la trayectoria, aquellos CTs que se originan alejados del continente americano, presentan una más larga trayectoria que aquellos que lo hacen cerca; es decir, estos últimos tienen mayor probabilidad de entrar a tierra y consecuentemente tienen una trayectoria más corta.

Abstract

Tropical Cyclones Named (TCs) of the Northeast Pacific watershed (NPW), are a common feature from mid-spring to late autumn. But, what is the average frequency of TCs? And which they are preferably formed? .These are some of the questions to be answered in this paper. Specifically the climatology of the TCs NPW, basing it on the set of known data corrected by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) as Best Track is presented. The work is focused on the study of the origin, dissipation, frequency, duration and trajectory of the TCs, in the period 1949-2013 (65 years). The watershed includes NPW from the mainland of North America to the length 180° W.

Of the TCs that form in the NPW, much move and die in tropical and subtropical waters of the North Pacific watershed, and sometimes quite hit the coasts of Asia; while others affect the coasts of our country. TCs season officially runs from the second half of May to November, but its occurrence is centered heavily in the months of July, August and September. However, the peak of the season occurs during the last ten days of August. TCs of June are originating, on average, further east when compared to the other months. TCs dissipation occurs in tropical and mid-latitude North Pacific and the Americas and its peak is again in the last ten days of August.

It is in the work that the abundance of TCs is greater in the 80s and lower in the early records, which marks a positive trend in the series, which however is not significant. Similarly, it is observed that in the satellite time duration recorded for these phenomena is greater than the previous.

As for the path, those TCs that originate far from the American continent, has a longer history than those who do near, the latter are more likely to go to ground and consequently have a shorter path.



CAPITULO 1. - ORIGEN Y DESARROLLO DE LOS CICLONES TROPICALES

- 1.1 Objetivos, justificación y alcances
- 1.2 Definición y clasificación
- 1.3 Formación y desarrollo
- 1.4 Características de los huracanes



1.1 Objetivos, justificación y alcances

Objetivo General:

El objetivo general de este trabajo es elaborar una referencia para usuarios de información relacionada con los ciclones tropicales del Pacífico Noreste, tales como los geógrafos, meteorólogos, economistas, medios de comunicación y público en general.

Objetivos Particulares:

Determinar el origen, trayectoria, frecuencia, intensidad, duración y disipación de los Ciclones tropicales (CTs); usando la metodología de Elsner y Kara (1999).

Justificación

Los huracanes son algunos de los fenómenos naturales que mayor impacto tienen sobre los seres humanos, ya que afectan tanto sus medios sociales como económicos. En el caso de nuestro país, las comunidades que se asientan en las costas del Pacífico están vulnerables a los efectos de estos fenómenos, por lo cual es necesario desarrollar un conocimiento profundo de su formación, desarrollo y disipación. Con este fin se hace un estudio estadístico de su origen, trayectorias, duración, intensidad y algunas otras características de ellos. Asimismo, se hace un recuento de las costas del Pacífico que han sido afectadas por estos fenómenos, para constatar que los ciclones tropicales las han afectado y, seguramente, lo seguirán haciendo.

Alcances

Los costos económicos y sociales debido a los huracanes se han incrementado a través de los años (Pielke, 2007). El beneficio de conocer la climatología de los huracanes implicará una mejor comunicación entre la ciencia, la industria y el gobierno. La ciencia explica el origen y dinámica de los huracanes; mientras que, el gobierno y la industria desean una interpretación específica y útil para la toma de decisiones. Los científicos no siempre están conscientes de las necesidades del usuario, mientras que los usuarios no están seguros de las limitaciones esenciales de la información climática. La solución consiste en conectar el entendimiento del clima con los sistemas económicos, políticos y sociales.

1.2 Definición y clasificación

A los CTs se les conoce como Willy-willie en Australia y en gran parte del Pacífico, en el Índico como Tifones, en las islas Filipinas y China como Baguíos, y en México como Huracanes. En el océano Pacífico Noreste, como veremos más adelante, la temporada se extiende entre la segunda quincena de mayo y el último día de noviembre.

El vocablo huracán (ouragan en francés y hurricane en inglés) proviene de la lengua hablada por los antiguos habitantes de las islas del caribe y deriva de hunraken, que significa “gran viento“. Tifón deriva del chino Tai fung, que tiene idéntico significado. Ciclón procede del verbo griego kykloein, moverse en círculo. Baguío y Willy willi son voces de las lenguas nativas de la isla filipina de Luzón y de Australia respectivamente y se refieren a vientos de dirección cambiante (Morales, 2012).

Tan importantes eran los huracanes para la vida de los antiguos mayas, que les asignaron un lugar en su mitología. Para ellos, Huracán era el misterioso corazón del cielo, simbolizado por el rayo y el trueno y representado por la gran constelación que ahora conocemos como Orión y en la cual creían ver la figura de un hombre al cual le faltaba una pierna. Los espíritus creadores recibían también, colectivamente, el nombre de Huracán. Esos espíritus dieron vida a los cuatro Balames que sostenían al mundo sobre sus hombros y de esos cuatro míticos personajes descienden los maya quinchés (Morales, 2012).

Los ciclones tropicales (CTs) son vórtices atmosféricos intensos de núcleo caliente, que se forman sobre los cálidos océanos tropicales Figura 1.1. La parte interna de la tormenta es aproximadamente simétrica con respecto al eje; conforme la tormenta alcanza la madurez, sus vientos más fuertes rodean al ojo, que se encuentra en relativa calma. El diámetro del ojo varía típicamente entre 20 y 100 kilómetros, el déficit de presión en el ojo puede alcanzar hasta el 10% de los alrededores, produciendo que el núcleo cálido del ciclón se extienda profundamente en la tropósfera (Haurwitz, 1935). El ojo está parcial o totalmente rodeado por un anillo de nubes convectivas que se extienden casi desde la superficie del océano hasta la tropopausa, en este anillo es donde se localizan los vientos más fuertes. Esto se conoce como la circulación primaria simétrica con respecto al eje. La circulación secundaria consiste de un flujo entrante a lo largo de la capa frontera, que se levanta en la pared del ojo y en las bandas espirales, y un flujo saliente en una delgada capa justo por debajo de la tropopausa (Kepert,2010).

La estructura de un huracán se puede describir de la siguiente forma: En el centro se encuentra el ojo o vórtice, una zona que varía entre 10 y 100 kilómetros de diámetro, según el tamaño del huracán; en esta zona no sopla el viento, el cielo está despejado, la temperatura es muy elevada y la presión muy baja. Alrededor del ojo se extiende la pared del ojo, un sector de aproximadamente 20 kilómetros de ancho en la cual hay densas formaciones de nubes y soplan los vientos más violentos, esta zona es relativamente fría en relación con las altas temperaturas del ojo, de la pared del ojo hacia afuera hasta unos 150 kilómetros del centro del huracán, los vientos no son tan intensos pero producen grandes mareas de tempestad y fuerte oleaje, más allá de los 150 kilómetros los vientos son de mucho menor intensidad y el oleaje es casi normal pero caen abundantes lluvias (Morales, 2012).

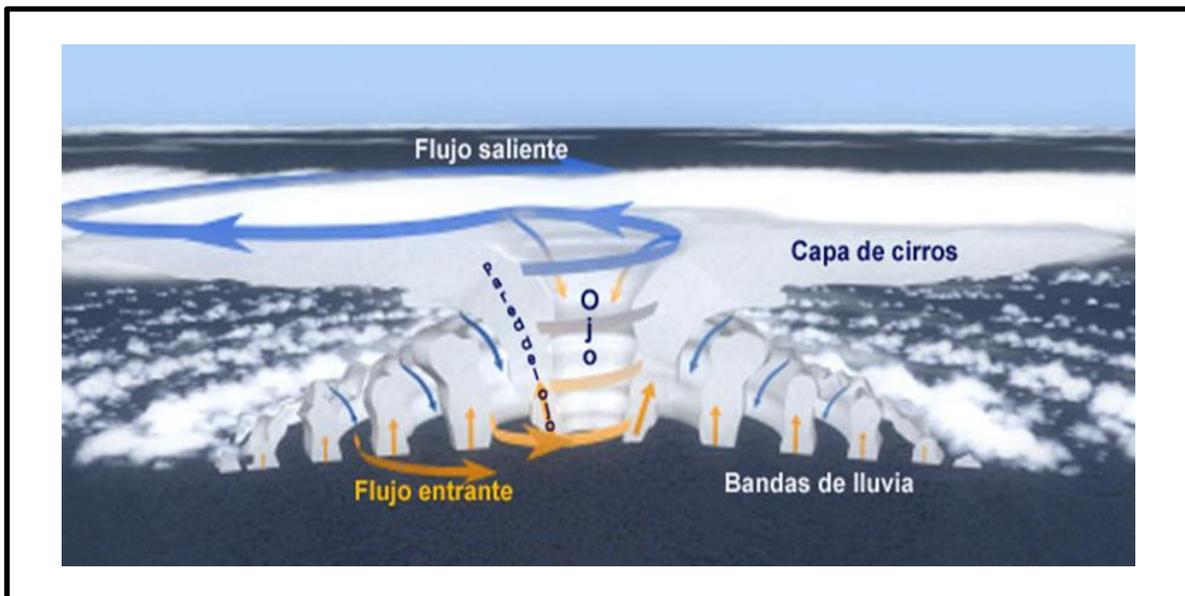


Figura 1.1. Modelo conceptual de los principales elementos estructurales de un ciclón tropical: Arlene Laing, 2011, introducción a la meteorología tropical 2a edición

El tamaño de un huracán se mide por la distancia, medida a partir del centro del ojo, hasta la cual se extiende el área donde la velocidad del viento alcanza por lo menos intensidad de tormenta tropical, esto quiere decir velocidades mayores o iguales a 63 kilómetros por hora. Aunque el tamaño no necesariamente está relacionado directamente con la intensidad; no hay relación entre dimensiones de un huracán y la intensidad de sus vientos.

De acuerdo con la intensidad de los vientos, los CTs se clasifican como (tabla 1):

Depresión tropical: Se caracteriza por tener vientos fuertes, debido a la existencia de una zona con baja presión, los vientos tienen una intensidad menor igual a 17 m/s.

Tormenta tropical: Se caracteriza por tener vientos entre 17 a 34 m/s, se forman bandas de nubes en forma de espiral, y aquí es donde se le asigna un nombre de acuerdo con una lista preestablecida (Morales ,2012).

Huracán: Se caracteriza por una intensidad de vientos mayores 34 m/s, esta es la etapa madura de un ciclón tropical, se desarrolla el ojo y la mayor intensidad está en la pared.

Con el objeto de estimar el daño potencial de un **huracán**, se estableció la escala Saffir-Simpson (1969):

ESCALA SAFFIR-SIMPSON PARA CICLONES TROPICALES DE ACUERDO A INTENSIDAD DEL VIENTO						
CATEGORIA	TIPO	PRESIÓN(hpa)	VELOCIDAD DEL VIENTO			DAÑO
			(KT)	(Km/h)	(m/s)	
	DEPRESIÓN TROPICAL		<34	<63		
	TORMENTA TROPICAL		34-63	63-118		
1	HURACÁN	>980	64-82	119-153	32-41	Mínimo
2	HURACÁN	965-980	83-95	154-177	41.5-47.5	Moderado
3	HURACÁN	945-965	96-113	178-209	48-56	Extenso
4	HURACÁN	920-945	114-135	210-249	56.5-67.5	Extremo
5	HURACÁN	<920	>136	>250	>67.5	Catastrófico

Tabla 1 Escala Saffir–Simpson (huracanes).

Nomenclatura

La costumbre de designar a los huracanes con nombres de personas quedó establecida en 1953. Anteriormente se identificaban por sus coordenadas geográficas mientras se encontraban en el mar, haciéndolo confuso debido al movimiento constante; y si entraban a tierra se les daba el nombre del poblado más cercano. Sin embargo, al asignarles nombre cuando alcanzan la categoría de tormenta tropical, se les puede identificar con mayor precisión. Los nombres son tomados de una lista elaborada por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés) y se aplican de la siguiente manera:

Se asignan los nombres en orden alfabético, comenzando con la A y repitiéndose así cada seis años, los nombres son en los idiomas español, francés e inglés, masculino y femenino. Para evitar confusiones se elimina el nombre de huracanes notables y no se vuelven a usar. No se emplean denominaciones que empiecen con Q, U, X, Y y Z, ya que son muy escasas.

1.3 Formación y desarrollo de los ciclones tropicales

Condiciones meteorológicas para la formación de un ciclón tropical

La formación de un ciclón tropical (CT), fenómeno al cual se refiere frecuentemente como ciclogénesis tropical, es un proceso por el que algunos rasgos del tiempo de mesoescala o escala sinóptica localizados en los trópicos evolucionan hasta tener características de ciclón tropical. No hay un conjunto de criterios aceptados universalmente para definir un ciclón tropical, pero algunos de ellos han sido adoptados por centros de pronóstico operacional (Gray, 1968; WMO, 1993) y también para propósitos de investigación (Camargo y Zebiak, 2002). Entre ellos se encuentran una cuasi circulación cerrada en o cerca de la superficie; la presencia de “un núcleo caliente”, la cual es una forma diferente de decir que los vientos más intensos se deben encontrar cerca de o en la parte alta de la capa frontera planetaria; y la presencia de convección profunda y húmeda cerca del centro de circulación.

Muchas perturbaciones viajan por las cuencas oceánicas tropicales durante su respectiva temporada de ciclones tropicales; sin embargo, muy pocas se convierten en ciclón tropical. Gray (1968) estableció que se deben cumplir un conjunto de condiciones ambientales favorables para la génesis: una temperatura de la superficie de mar suficientemente cálida, troposfera baja y media suficientemente húmeda, y un relativamente pequeño valor de cizallamiento vertical, el cual es el cambio del viento horizontal con respecto de la altura. Una actualización incluye a la inestabilidad atmosférica debido a convección húmeda (DeMaria et al., 2001; Cheung, 2004) o el desequilibrio térmico entre la superficie oceánica y la atmósfera.

Emanuel (1948; 1986; 1995) notó que la génesis de los CTs a partir de perturbaciones de niveles bajos parecía estar sincronizadas con el paso de anticiclones de altos niveles; es decir, la génesis ocurre cuando en niveles bajos se encuentra una baja presión y situada sobre ella un anticiclón en los niveles altos. Esta situación se asocia con un valor mínimo de cizallamiento del viento sobre la perturbación.

Una vez que un ciclón tropical ha alcanzado la categoría de huracán no se debilitaría a menos que la energía (calor y humedad) que lo mantiene disminuya, como resultado de su paso sobre agua relativamente fría o sobre tierra; transporte de aire frío y seco al sistema, lo cual inhibiría la formación de nubes. También puede contribuir el hecho de que la circulación anticiclónica en la parte alta de la

atmosfera pierda intensidad o se encuentre fuera de fase con respecto de la baja presión localizada en los niveles cercanos a superficie.

La formación de un CT empieza cuando un sistema nuboso se encuentra sobre una parte del océano donde la temperatura de la superficie excede los 26-27°C, donde la atmósfera circundante no presente inversión de temperatura (temperatura que aumente con la altura); en estos alrededores tampoco deben existir capas muy secas y calientes que inhiban o debiliten el desarrollo de las torres nubosas hasta grandes alturas. Una vez que se cumplen esos requerimientos, es necesario que el aporte de energía para el subsecuente desarrollo sea obtenido de un mecanismo externo, cualquiera que sea su forma, para que sea proporcionada por medio del hundimiento de aire relativamente frío en sus propios núcleos y aceleren el flujo superficial en la dirección del área potencial de desarrollo (Gutzler et al., 2013).

La concentración de masas ascendentes de nubes en bandas alrededor del centro puede producir calentamiento del aire, con descensos de presión hasta cerca de los 1000 hPa. El océano se agita produciendo olas y espuma, la presencia de flujo anticiclónico en un nivel situado alrededor de 12 Km de altura (200 hPa) ayuda a acelerar la masa de aire hacia arriba, que será expulsada hacia afuera, produciendo de esta manera un equilibrio e inclusive un exceso de flujo saliente contra el incremento del influjo en los niveles inferiores (Gray, 1968; Thatcher y Pu, 2013).

La transferencia de energía desde el océano levanta aire que puede seguir patrones ascendentes sucesivamente más calientes, estableciendo una diferencia de temperatura entre el núcleo (que ahora tiene una forma circular) y sus alrededores. Dependiendo de la diferencia de temperatura, el huracán resultante puede ser de intensidad mínima, presión de 990-980hPa en el centro; o la presión puede caer hasta 950hPa o menos. El ojo produce subsidencia que lo mantiene, y aporta otro mecanismo para continuar disminuyendo la presión. La fuente oceánica de calor representa solo un bajo porcentaje de la energía total trasferida a los huracanes, el principal aporte se debe buscar en el calor latente de condensación. El calor latente de condensación liberado al condensarse el vapor de agua en su movimiento ascendente, es máximo cerca del centro.

1.4 Características de los huracanes

Como ya se ha mencionado, el ciclón tropical maduro consta del ojo, la pared del ojo y las bandas espirales (Figura 1.3). La extensión puede llegar a abarcar hasta 1000 Km de diámetro; sin embargo, lo más importante sucede dentro de un radio de 100 Km, donde ocurre la mayor intensidad del viento, un anillo de 2 a 4 kilómetros que es conocido como la pared del ojo y en promedio se encuentra a 30 km del centro aunque puede variar entre 10 y 100 km; a partir de este anillo la intensidad del viento disminuye casi exponencialmente hasta permanecer estable a distancia de 120-250 km. El núcleo se encuentra a una temperatura elevada, que decae marcadamente con la distancia fuera del ojo (Hawkins y Rub Sam, 1968), en este lugar coincide el valor mínimo de la presión del sistema que puede alcanzar un 10% de déficit con respecto a los alrededores (Haurwitz, 1935). Desde una imagen de satélite se pueden identificar largas bandas espirales de nubes que convergen hacia el centro. (Figura 1.2)

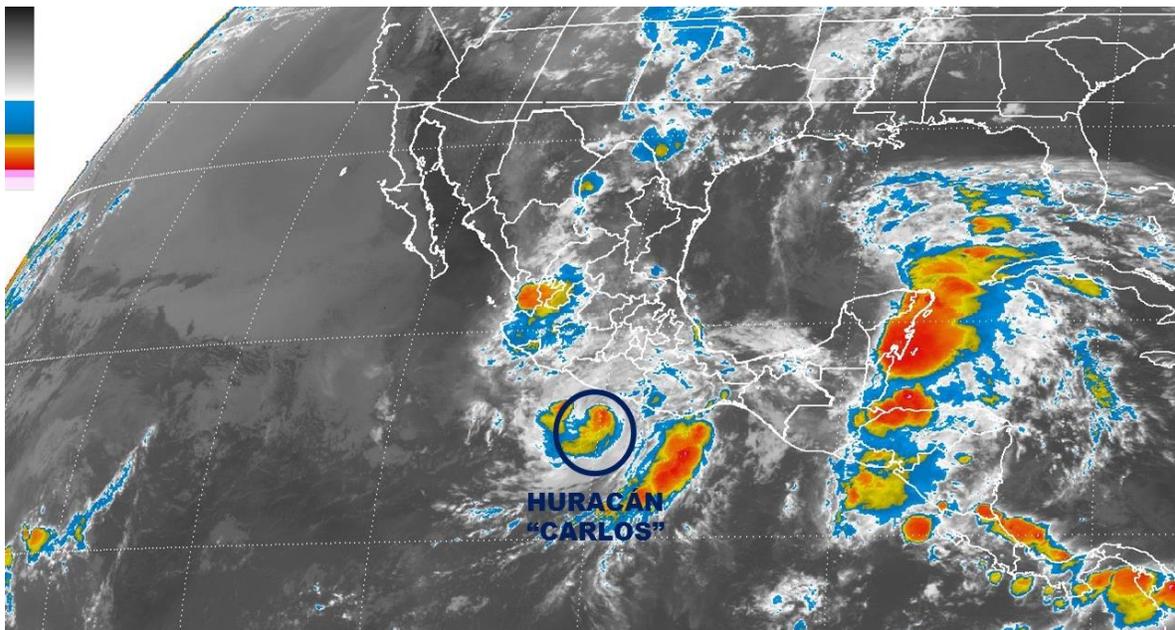


Figura 1.2. Imágenes satelitales del huracán Carlos. Imagen cortesía de la NOAA

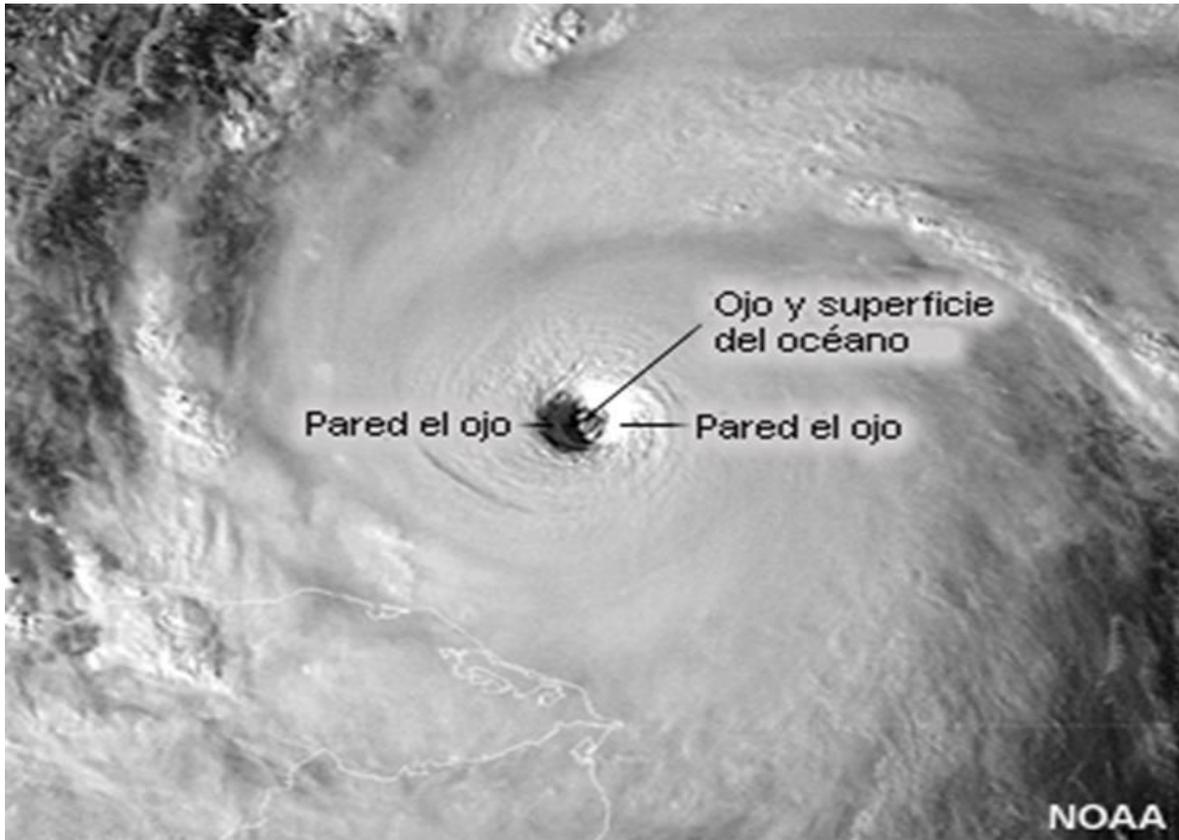


Figura 1.3. En el visible se puede ver el ojo y la pared del ojo. Imagen cortesía del Proyecto Comet.

Aunque la lluvia es el elemento más espectacular de la tormenta tropical, es lo más difícil de medir. Se puede afirmar que la mayor cantidad de precipitación está asociada a la pared del ojo pero poder medirla en este lugar es lo más difícil, ya que la intensidad del viento provoca que la lluvia sea arrastrada casi horizontalmente impidiendo su caída en los instrumentos medidores. Adicionalmente las construcciones o la vegetación ocasionan errores en la medida de la precipitación. Otro punto importante se refiere a la velocidad de traslación del CT; es decir, un CT poco intenso puede producir una mayor cantidad de precipitación si se desplaza más lentamente que uno muy intenso cuando este se desplace más rápidamente, por ejemplo el huracán Stan en 2005.

La marea de tormenta o surgencia de tormenta son el elemento del ciclón tropical responsable de la mayor cantidad de daños en las costas cuando un huracán entra a tierra. Ésta es la elevación anormal del nivel del mar causado por las fuerzas del viento y por la baja presión del CT.

Es una anomalía en el nivel del mar que se refiere a la diferencia entre la “normalidad” del nivel del mar y la “elevación” causada por la presencia del CT.

El ciclón tropical actúa como el efecto del barómetro invertido; es decir, la presión atmosférica induce cambios en el nivel del mar ya que el aire pesa y dicho peso genera cambios invertidos a sus variaciones. Cuando la presión disminuye, el nivel del mar aumenta y viceversa. Analizado con un ejemplo, suponiendo que se tiene un nivel del mar con cierta presión y no hay corrientes de aire, con estas condiciones para un determinado nivel horizontal a una profundidad H, en el agua tendremos:

$$P_a + \rho g H = \text{constante} \quad (1)$$

Donde P_a es la presión atmosférica, ρ es la densidad del agua, g es la gravedad y H la profundidad a la que nos encontramos respecto al nivel del mar de referencia. Si ahora varía la presión del aire en ΔP_a se tendrá que el nivel del mar variará en sentido contrario. Por lo tanto, se habrá producido una variación en H :

$$\Delta H = (\Delta P_a) / g\rho \quad (2)$$

A esto le llamamos efecto del barómetro invertido.

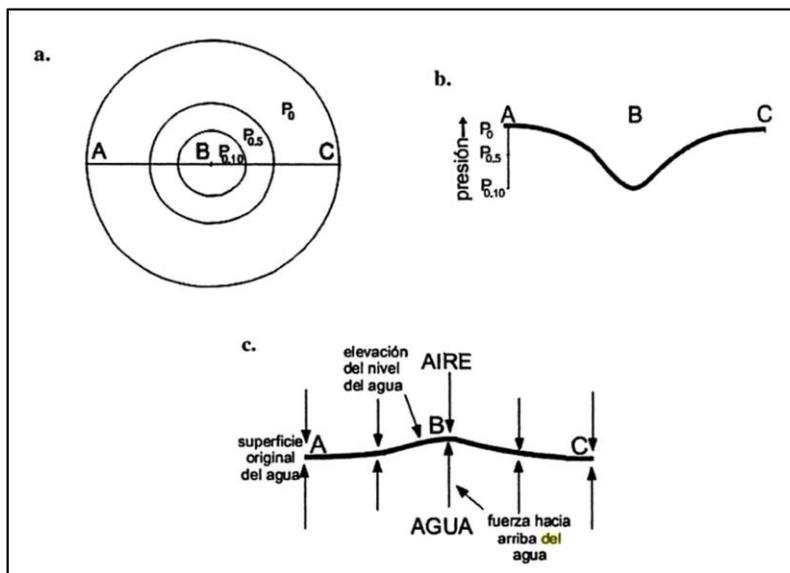


Figura 1.4 **a.** Área de baja presión. **b** Gráfica de la presión superficial a lo largo de la línea ABC. **c.** Nuevo balance de las fuerzas en la superficie del agua mostrando el efecto del barómetro invertido (Hernández et al., 2001).

En los niveles bajos de la atmósfera, los ciclones tropicales giran en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y en sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio sur, con las variaciones correspondientes en la estructura de sus bandas espirales. En un ciclón tropical el viento fluye hacia adentro en sentido ciclónico en los niveles inferiores, asciende en espiral en las zonas de convección profunda (la pared del ojo central o las bandas de lluvia en espiral) y sale en espiral en altura, justo debajo de la tropopausa.



CAPÍTULO 2.-HURACANES DEL PACIFICO NORESTE

- 2.1 Fuente de datos
- 2.2 Origen
- 2.3 Disipación
- 2.4 Abundancia
- 2.5 Duración de la estación
- 2.6 Intensidad y duración
- 2.7 Trayectoria
- 2.8 Correlación con fenómenos de baja frecuencia



2.1 Fuente de datos

Para la vigilancia de los CTs, la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1993) perteneciente a la Organización de las Naciones Unidas, se encarga de coordinar los esfuerzos de los países con el fin de tener una mejor vigilancia de la atmósfera. Esta ha dividido la superficie terrestre en zonas que quedan bajo encargo de diferentes organismos (lista de abajo y figura 2.1). Los límites entre las regiones puede ser algo arbitrario y las tormentas ocasionalmente pueden atravesarlos, con interesantes consecuencias reflejadas en los datos. Aunque existen agencias diferentes de las oficiales, las regiones de vigilancia se encuentran distribuidas de la siguiente manera (Schreck et al., 2014):

Zonas:

1. **Atlántico Norte:** Administración Nacional del océano y la atmósfera (NOAA), Miami.
2. **Pacífico Este:** Centro Nacional de Huracanes (NHC), Miami.
3. **Pacífico Oeste:** Centro Regional Especializado Meteorológico (RSMC), Tokio
4. **Índico Norte:** Centro Regional Especializado Meteorológico(RSMC) ,Nueva Delhi
5. **Índico Sur:** Centro Regional Especializado Meteorológico (RSMC), La reunión
6. **Australia:** oficina australiana de meteorología (BoM)
7. **Pacífico sur:** Centro Regional Especializado Meteorológico (RSMC), Nadi.

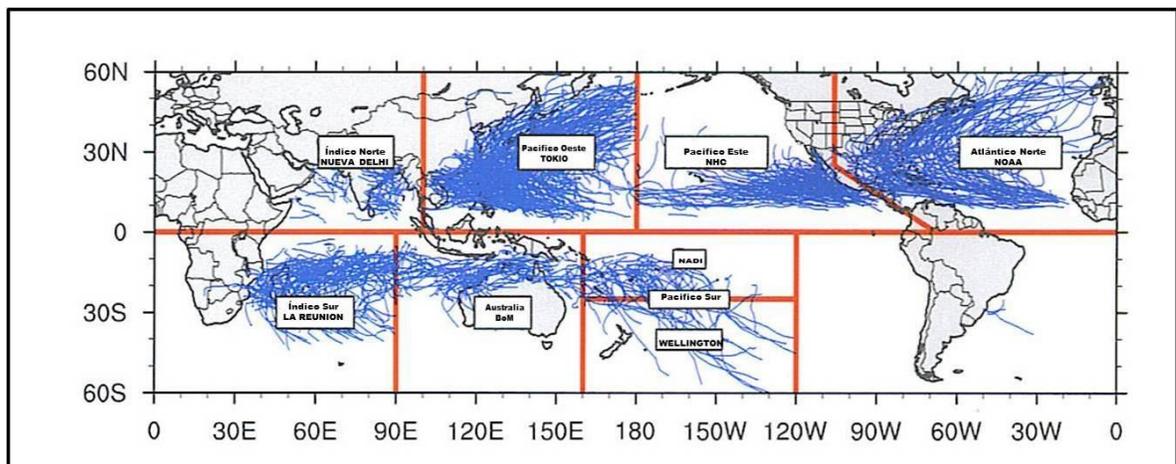


Figura. 2.1. Zonas de vigilancia de ciclones tropicales. (Schreck, 2014).

El presente estudio se refiere al Pacífico Noreste y se encuentra delimitado por las costas occidentales de América hasta la longitud de 180° y desde 0° de latitud hacia el norte. En esta región, es el Centro Nacional de Huracanes de Miami (NHC por sus siglas en inglés) el encargado de la vigilancia operativa de los CTs.

Aun cuando los estándares de observación de los CTs por parte de la OMM indican que la categoría de ellos se establezca a partir de un periodo de observación de 10 minutos sobre una superficie lisa, el CNH los cataloga por medio del viento sostenido en un intervalo de 1 minuto. Estos datos son los que están disponibles para este estudio.

Todos los datos provienen de la base de datos conocida como Best Track Data HURDAT2 (contracción para HURricane DATabase 2ª generación – Davis et al., 1984) que corresponden al PNE para el período comprendido de 1949 a 2013 y fueron obtenidos el 7 de julio de 2014 de:

(<http://www.nhc.noaa.gov/data/hurdat/hurdat2-nencpac-1949-2013-070714.txt>).

EP132013,		MANUEL,	26,																
20130913,	1200,	TD,	15.3N, 101.4W,	30,	999,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130913,	1800,	TS,	15.3N, 101.9W,	35,	998,	20,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130914,	0000,	TS,	15.4N, 102.2W,	40,	997,	50,	50,	50,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130914,	0600,	TS,	15.5N, 102.3W,	45,	995,	50,	50,	50,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130914,	1200,	TS,	15.9N, 102.1W,	45,	993,	60,	60,	50,	60,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130914,	1800,	TS,	16.4N, 102.1W,	50,	990,	70,	70,	50,	60,	20,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130915,	0000,	TS,	17.0N, 102.2W,	55,	987,	80,	90,	60,	70,	20,	30,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130915,	0600,	TS,	17.6N, 102.6W,	60,	984,	80,	90,	60,	60,	30,	20,	10,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130915,	1200,	L, TS,	18.2N, 103.2W,	60,	985,	80,	90,	60,	60,	30,	20,	10,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130915,	1800,	TS,	18.9N, 104.0W,	45,	996,	0,	90,	40,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130916,	0000,	TD,	19.6N, 104.7W,	30,	1000,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130916,	0600,	DB,	20.2N, 105.2W,	25,	1002,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130916,	1200,	DB,	20.6N, 105.5W,	25,	1003,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130916,	1800,	DB,	21.0N, 105.8W,	20,	1004,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130917,	0000,	DB,	21.4N, 106.1W,	20,	1004,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130917,	0600,	DB,	21.8N, 106.4W,	20,	1003,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130917,	1200,	DB,	22.2N, 106.8W,	25,	1002,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130917,	1800,	TD,	22.5N, 107.2W,	30,	1001,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130918,	0000,	TD,	22.7N, 107.5W,	30,	1000,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130918,	0600,	TS,	22.9N, 107.7W,	35,	998,	30,	30,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130918,	1200,	TS,	23.2N, 107.9W,	45,	995,	40,	40,	0,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130918,	1800,	TS,	23.6N, 108.1W,	55,	989,	40,	40,	20,	30,	20,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
20130919,	0000,	HU,	24.1N, 108.2W,	65,	984,	50,	40,	20,	30,	30,	20,	0,	0,	20,	10,	0,	0,	0,	0,
20130919,	0600,	HU,	24.5N, 108.2W,	65,	983,	50,	40,	40,	40,	20,	20,	0,	20,	15,	10,	0,	0,	0,	0,
20130919,	1200,	L, HU,	24.8N, 108.0W,	65,	984,	50,	40,	40,	40,	20,	20,	0,	20,	15,	10,	0,	0,	0,	0,
20130919,	1800,	TS,	25.3N, 107.6W,	40,	999,	30,	30,	20,	20,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,

Figura 2.2. Formato para el huracán Manuel HURDAT2 tomado de: <http://www.nhc.noaa.gov/data/hurdat/hurdat2-nencpac-1949-2013-070714.txt>.

Este conjunto de datos tiene un formato de texto delimitado por comas con información del lugar (latitud y longitud) cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 GMT), los vientos máximos (en 4 cuadrantes), presión central, y (a partir de 2004) el tamaño de todos los ciclones tropicales y los ciclones subtropicales conocidos (ver figura 2.2). La base de datos original HURDAT ya no está disponible.

2.2 Origen

El origen de un CT se define como la localización donde el ciclón tropical alcanza primero la intensidad de Depresión tropical (DT), (Dunn 1956). Aún y cuando la localización donde el ciclón tropical se identifica primero como una onda o una perturbación es importante, esta información es menos precisa. Así que se empieza examinando los puntos de origen de todos los CTs a lo largo de la cuenca del PNE sobre el periodo de 1949-a 2013.

Características generales

La figura 2.3 y 2.4 muestran las posiciones de todos los CTs del PNE durante el periodo de 1949 hasta 2013 (65 años). Salvo por unas cuantas tormentas, la vasta mayoría de los ciclones del PNE se originan entre las latitudes de 5° y 20° N. La carencia de una significativa componente de la fuerza de Coriolis que desvíe los vientos que soplan hacia la presión baja evita el desarrollo del ciclón al sur de la latitud de 8°N aproximadamente. Una fuerza de Coriolis débil inhibe el desarrollo de las ondas tropicales cercanas al ecuador. Hacia el polo de la latitud de 20° N las temperaturas de la superficie del mar son más frías y el cizallamiento del viento horizontal más fuerte inhibe la formación de estos fenómenos. Aún en aquellas latitudes más altas, las perturbaciones tropicales leves pueden desarrollarse bajo condiciones baroclínicas. Una vez que una tormenta se desarrolla puede moverse muy al norte de las latitudes tropicales (Molinari, J., D. Vollaro, 2000).

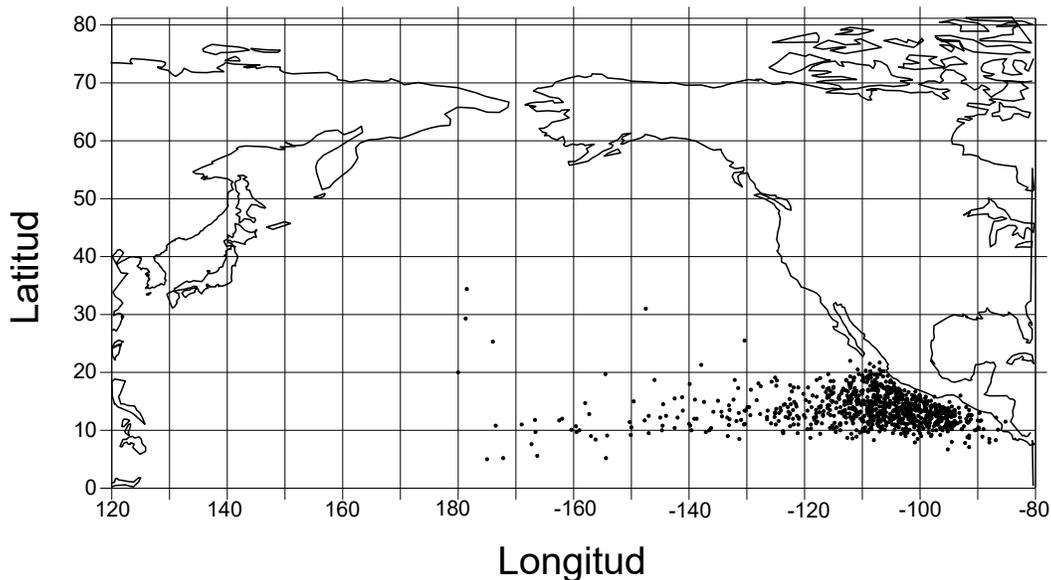


Figura 2.3. Posición del inicio de los ciclones tropicales en el periodo 1949-2013.

La variación longitudinal en los puntos de origen es notable en la cuenca del PNE, ya que va disminuyendo de oriente a poniente. La zona más activa en formación de CTs en esta parte del océano, se encuentra localizada entre 90° y 120° W y 10 y 20°N (al sur de México), lo cual contrasta con la casi nula formación que se registra en la zona cercana a la península de Baja California, y a la región oeste del PNE. Por un lado, condiciones favorables existen cerca del continente, donde tenemos una importante generación de vorticidad cuando los alisios y las perturbaciones tropicales superan las zonas montañas del continente, además de que existen la alberca de agua caliente y a los desprendimientos nubosos de la ZITC¹; en contraste, en la parte norte, la corriente fría de California no permite que la temperatura sea superior a 26°C y la otra que ya no haya ondas del este² tan frecuentemente.

Un vistazo cuantitativo en la distribución espacial de áreas preferentes para la formación está dado en la figura 2.4, la cual muestra el número de CTs formados en cajas de malla de 5° de latitud por longitud. Aquí se puede ver de nuevo la preferencia para la formación en la parte este y central, así como la escasez en la parte oeste y fuera de los trópicos del PNE. Asimismo, se puede definir una caja particular como una región de máximo local, bajo dos condiciones: la caja debe contener cinco o más puntos de origen y todas las ocho cajas de la rejilla de sus alrededores deben tener un número menor de orígenes. De esta forma se identifican tres regiones de formación de CTs localizadas al oriente, centro y casi centro poniente del Pacífico tropical noreste. La región de máximo absoluto (132) ocurre en el oriente seguida por las otras dos que están casi en el centro del PNE (14 y 8), ambas con un orden de magnitud menor que la oriental; pero las tres en la misma latitud (entre 10 y 15°N).

¹ Zona Intertropical de Convergencia, o ZITC para abreviar, es una estrecha región de los océanos, una larga franja o cinturón, situada en las proximidades del ecuador. A esta zona afluyen o convergen —de ahí su nombre— los vientos alisios, que soplan desde el sureste en el hemisferio sur y desde el noreste en el hemisferio norte y que se dirigen de las altas a las bajas latitudes (Morales, 2012).

² Las ondas tropicales del este, que se conocen comúnmente como ondas tropicales u ondas del este, son el sistema sinóptico principal que se observa en las regiones tropicales del norte de África y en el Atlántico Norte durante el verano. La importancia de estas ondas, que se propagan hacia el oeste, radica en su relación con la lluvia convectiva, cuya variabilidad puede tener impactos devastadores en África. Son de interés por su rol como sistemas precursores de los ciclones tropicales en las cuencas del Atlántico tropical y del Pacífico Noreste.

Son ondas o curvaturas ciclónicas máximas que se desarrollan a lo largo del chorro africano del este; pueden formarse entre mayo y noviembre pero alcanzan su máxima actividad entre julio y septiembre, tienen longitudes de onda de 2000 a 4000 km; se desplazan hacia el oeste a aproximadamente 8 m s⁻¹; surgen cada 3 a 5 días (las ondas intermitentes al norte de 15°N tienen períodos de 6 a 9 días); se forman en la región entre 15°E y 30°E a sotavento de montañas altas; alcanzan su intensidad máxima cerca de la costa de África occidental (aprox. entre 0° y 10°O); siguen dos trayectorias, una al norte y otra al sur del chorro africano del este; alcanzan su amplitud máxima en el nivel del chorro africano del este y tienen un máximo de vorticidad en niveles bajos cerca de 850 hPa que predomina al norte del chorro (Ávila, Pasch, 1992).

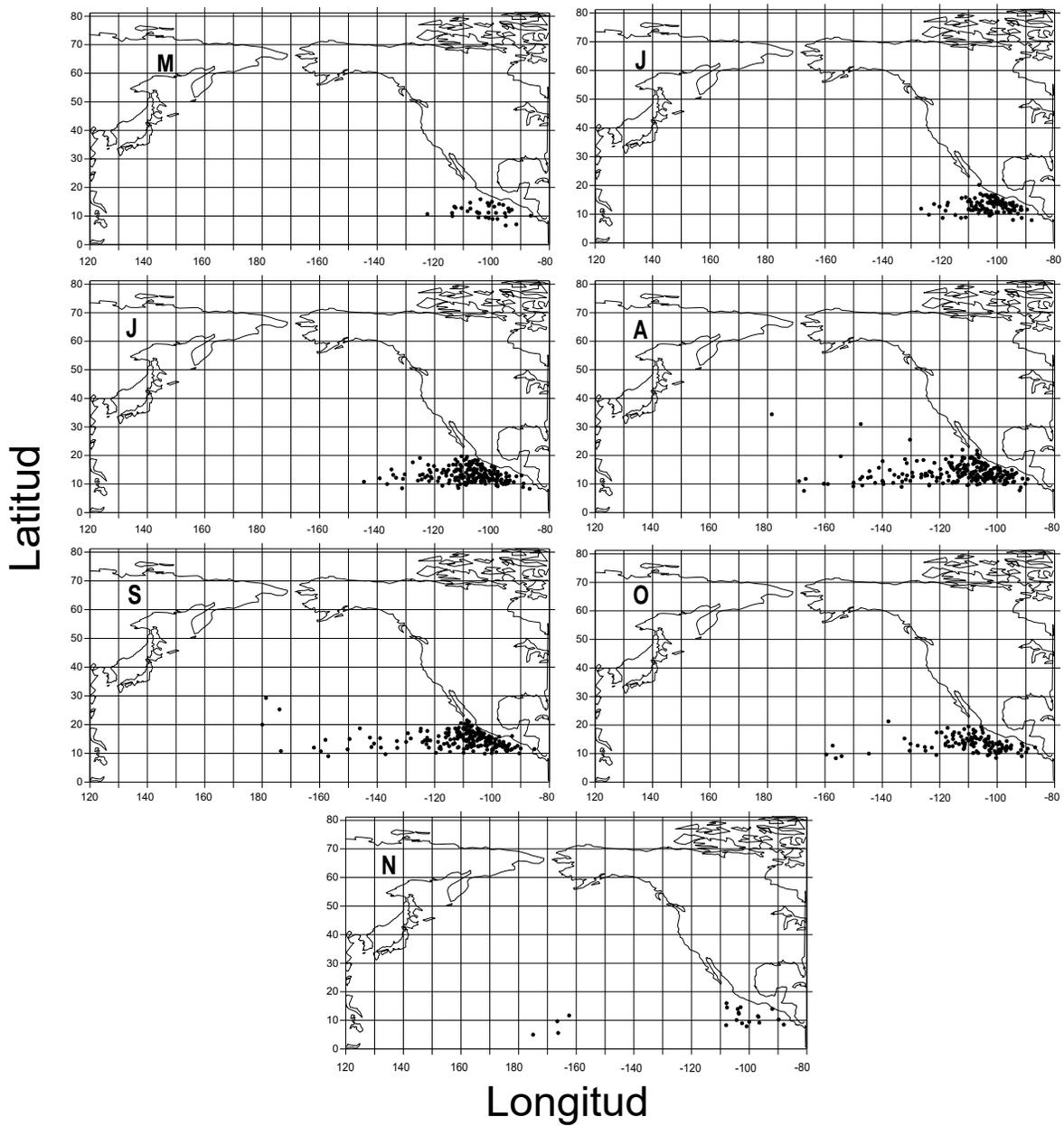


Figura 2.5. Puntos de origen por mes para mayo hasta noviembre

También se indican rasgos más sutiles de variabilidad estacional. Por ejemplo, como la actividad de CTs incrementa y se corre hacia el oeste con el avance de la temporada, también se despliega hacia el norte para cubrir un área más grande de las aguas abiertas del PNE. Al sur de El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y Panamá la formación de CTs no se ha registrado en mayo y agosto. Se tiene que al norte de la latitud de 20° N la formación de CTs tiene un máximo en agosto seguido de septiembre y un mínimo en junio y octubre.

Además no se tiene ninguna formación en los meses de inicio y final de la temporada, así como, en el mes de julio. Al sur de la latitud de 10° N, los puntos de origen de CTs indican que septiembre es el mes más inactivo, a diferencia de noviembre y ambos meses son los que se extienden más hacia el oeste del PNE.

MES		MAYO	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV
LON (° W)	N	35	113	202	223	203	117	21
	\bar{X}	-102.17	-102.6	-107.4	-112.8	-110.9	-108.9	-113.2
	σ	7.6	7.4	10	16.4	16.1	13.6	27.7
LAT (° N)	\bar{X}	11.65	12.8	13.2	14	14.9	13.4	10.7
	σ	2.2	2.2	2.4	3.4	2.9	2.6	2.9

Tabla 2. Longitud y latitud promedio de los puntos del origen de CTs por mes. Número de casos (N) son dados también el valor promedio (\bar{X}) y desviación estándar (σ).

La variabilidad estacional de formación de CTs por latitud y longitud está representada en la Tabla 2. Solamente ocurren variaciones pequeñas en el promedio de la latitud a lo largo de la temporada durante los meses activos de junio hasta octubre. Considerando que al principio de la estación la formación está confinada a una faja estrecha de latitud, por el paso de las ondas del este y los desprendimientos de zonas nubosas de la ZITC; el desarrollo a media estación se difunde hacia el norte, así que la latitud promedio de formación solo cambia ligeramente. La longitud promedio de formación de CTs se traslada desde 102.6°W durante junio a 112.8°W para agosto. Durante septiembre y octubre la actividad se mueve hacia el oriente.

2.3 Disipación

La disipación de los CTs ocurre cuando los vientos sostenidos cercanos a la superficie decrecen por debajo de los 18 ms^{-1} . Típicamente los CTs se disipan sobre tierra y en las aguas frías del océano. La disipación sobre tierra resulta por un incremento de la fricción y la pérdida de la fuente de calor y humedad. En general la razón en la cual los vientos disminuyen es proporcional a la rapidez del viento al entrar a tierra. La fricción superficial asociada con los CTs sobre el océano no es despreciable debido a la rugosidad de los mares, pero sobre un océano caliente la fuente de energía compensa significativamente la pérdida experimentada por la fricción. Sobre aguas más frías la fuente de energía disminuye y la influencia friccional es proporcionalmente más importante. La disipación es probable si los CTs encuentran vientos con cizallamiento fuerte. Los cambios de circulación del medio ambiente de escala grande hacen que disminuya la convergencia en los niveles bajos; la advección seca, con aire más fresco llevado dentro de la tormenta, causará disipación. Una disminución en la divergencia del nivel superior, debido posiblemente a la cizalla vertical, o también provocada por la intromisión de vientos del oeste procedentes de latitudes medias hacia los trópicos causará mengua de la tormenta.

El punto de disipación u observación final para todos los 918 CTs del PNE está mostrado en la figura 2.6. La gran mayoría de los CTs se disipan completamente entre las latitudes de 15 a 25°N a lo largo de la cuenca del Pacífico Norte. Dentro de esta región el número de CTs disipados va disminuyendo hacia el occidente, así como a latitudes más altas o bajas del PNE. Los CTs que se mueven hacia el norte o noreste dentro de la parte sur de México tienden a disiparse más rápidamente que esos que se mueven hacia el norte o noreste dentro del norte de México o sur de los Estados Unidos. El terreno del sur de México al ser más accidentado promueve disipación más rápida que al norte cuando los CTs entran a tierra, debido al efecto más significativo de la fricción. Los CTs, que empiezan su trayectoria al oeste de la longitud de 110°W generalmente se disipan sobre aguas abiertas. En esta parte del mundo la disipación concuerda fuertemente con el patrón de la corriente marina que viene del norte.

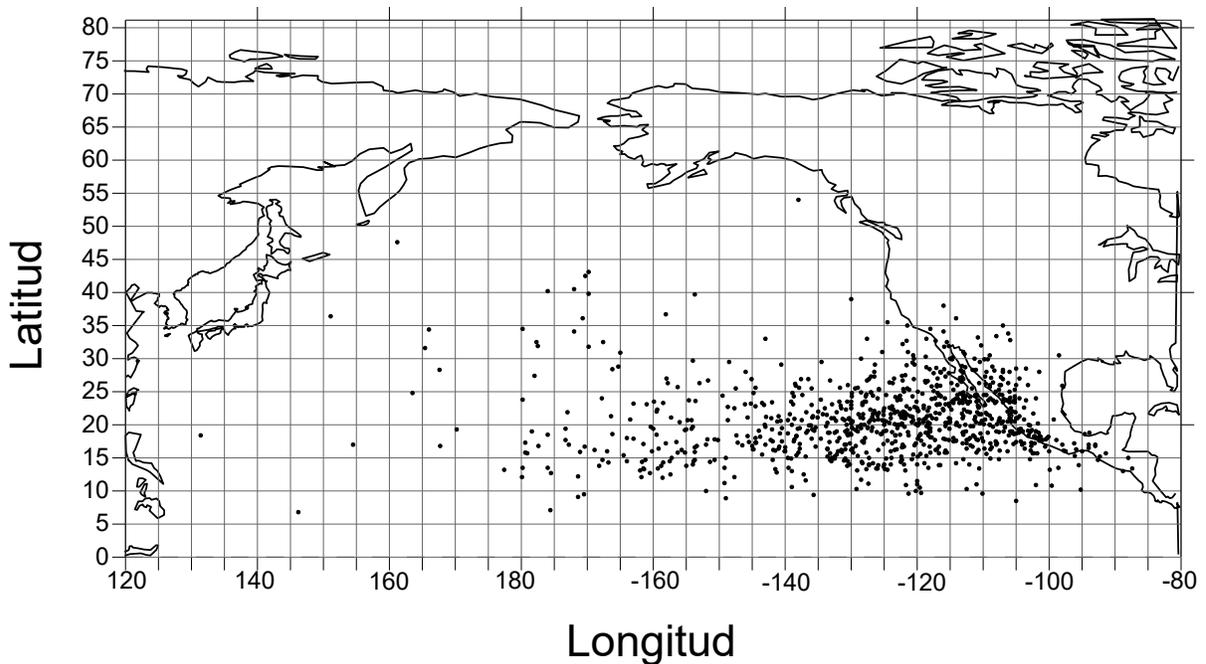


Figura 2.6. Disipación de los Cts. en el periodo 1949-2013.

La Figura 2.7 muestra el número de puntos de disipación en cajas de 5° de longitud-latitud. Las regiones principales de disipación incluyen la costa oeste de México con la caja que contiene a las costas de Sinaloa y Baja California Sur (47 y 46 respectivamente), México con el valor máximo, seguida por las cajas que están al sureste y norte, en que la primera contiene las costas de Colima, Michoacán, sur de Jalisco y oeste de Guerrero (39), y la otra caja que colinda con el Golfo de California. Al oeste de estas cajas el número de CTs va disminuyendo hasta el cambio de fecha ya que solamente unas cuantas pasan este meridiano. Las cajas señaladas anteriormente incluyen masas de tierra significantes encontradas por los sistemas en su viaje hacia el noreste, una vez que han recurvado. También al norte de la latitud de 20°N es una región donde los CTs se disipan frecuentemente, como consecuencia de la interacción con el alta del Pacífico, los vientos del nivel superior más fuertes y las temperaturas del océano más frescas; como por ejemplo las que interactúan con la corriente de California.

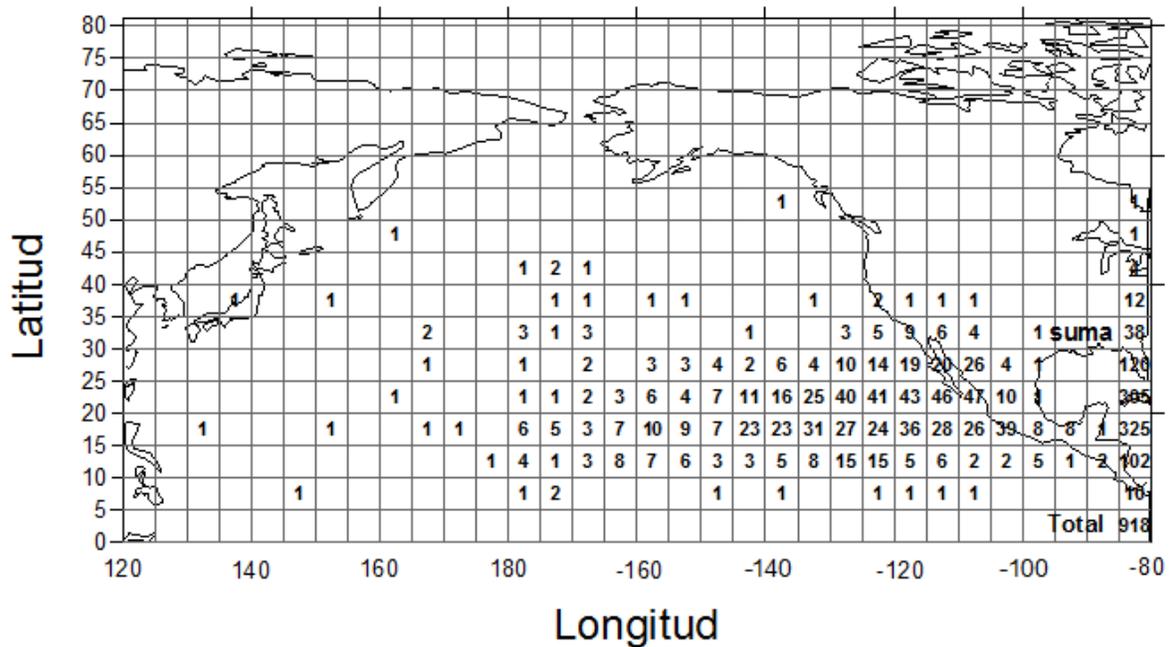


Figura 2.7. Disipación de los Cts. en el periodo 1949-2013.

Los puntos de disipación por mes están representados en la figura 2.8, la disipación de mayo y junio ocurre a causa de la interacción con la corriente marina de California. Para julio, agosto y septiembre la corriente de California no llega a latitudes más sureñas, dando la oportunidad de que los de CTs se disipen a latitudes más altas y penetren al noroeste de México y, además, alcancen longitudes más lejanas. En octubre se recupera la Corriente de California y hace que los puntos de los CTs se disipen dentro de las aguas tropicales y en el extremo este del PNE. De julio a octubre la península de Baja California parece ser un foco para la disipación durante estos meses. En noviembre los CTs se disipan antes de alcanzar las aguas frescas que están fuera de los Trópicos.

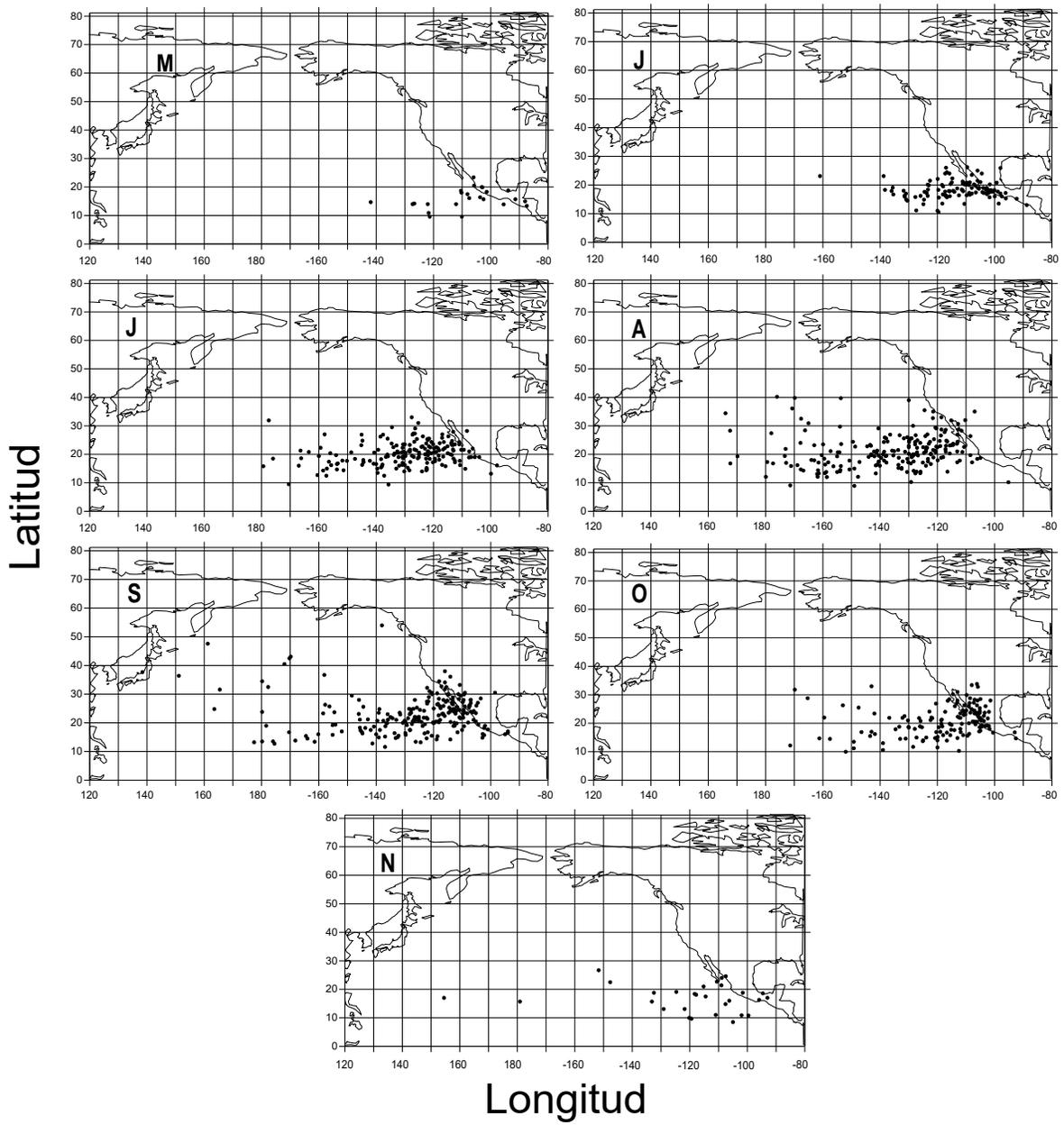


Figura 2.8. Puntos de disipación de los CTs por mes en cajas de 5° de longitud-latitud.

2.4 Abundancia

El número de CTs ocurridos en cualquier temporada dada es comúnmente conocido como abundancia o frecuencia del ciclo. El término “actividad estacional” es frecuentemente usado de manera indistinta con el término “abundancia estacional” o “frecuencia estacional”. La abundancia de CTs está determinada por la preponderancia de condiciones ambientales necesarias para el desarrollo e intensificación de los ciclones tropicales. Sin embargo, ya que todo CT surge de una depresión o perturbación, la abundancia de CTs también es una función de la frecuencia y vitalidad de las perturbaciones existentes antes de su formación (Ávila y Pasch, 1995). Aunque hay un ciclo estacional claro para la actividad de CTs del PNE con la mayor actividad en agosto, es conveniente considerar la estadística anual que se basa en un año calendario (Enero a diciembre). En el periodo de 65 años se han reconocido un total de 918 CTs en los registros de la Best-Track de NOAA y el reporte para el conjunto de CTs está repartido de la siguiente manera: 627 depresiones, 189 tormentas y 102 huracanes. La actividad de los CTs de la cuenca del PNE representa solamente un porcentaje pequeño de la actividad global de los ciclones tropicales, a nivel global se presentan alrededor de 80 a 100 sistemas en mares tropicales del mundo (Rappin et al., 2010; Frank y Young, 2007).

Variabilidad Interanual

La variabilidad Interanual se entiende como las fluctuaciones que suceden dentro de un año o más. Aquí se examina la variabilidad interanual de la abundancia de CTs al considerar las frecuencias en periodos de lustros y anual para los años de 1949 a 2013.

La figura 2.9 es la serie de tiempo de la abundancia de CTs en intervalos de 5 años empezando con el periodo 1949-1953. Los rangos de actividad de CTs en estos 13 lustros consecutivos van de 33 CTs para el periodo 1949-1953 a 96 CTs para el periodo de 1984-1988. El máximo en cualquier intervalo de 5 años, consecutivos, es de 105 para el periodo 1982-1986. El número promedio (o media) de CTs, es de 70.54, con una desviación estándar de 17.40 CTs.

Excepto por la ligera baja en la actividad que existe en el primer quinquenio, el número de CTs es relativamente consistente durante todos ellos. El coeficiente de variación es de 24.68% para la serie de lustros y del 36.04 % para la serie anual (figura 2.8 y figura 2.9). La variabilidad se incrementa conforme la longitud del periodo disminuye.

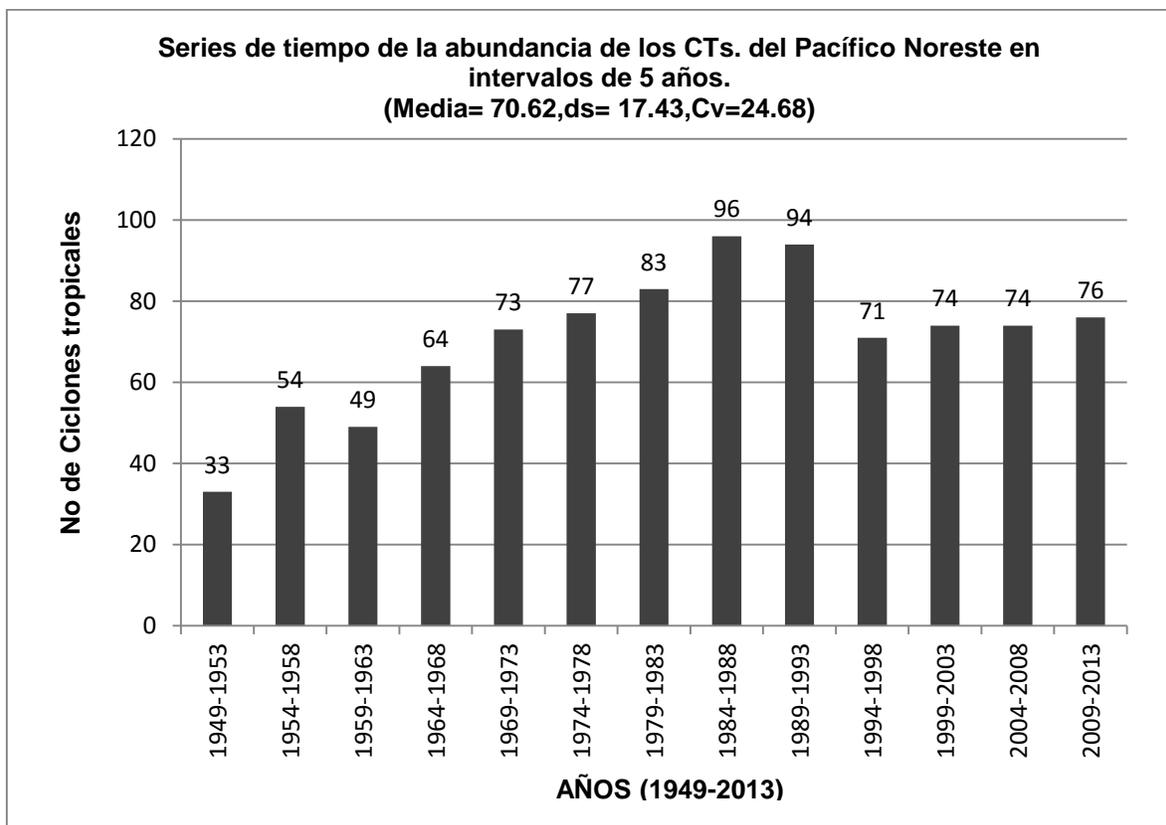


Figura 2.9 Serie de tiempo de la abundancia de CTs en períodos de 5 años.

La variación anual de CTs se muestra en la figura 2.9 y en la tabla 2, donde los rangos de actividad anual van desde 4 CTs en 1953 a 27 en el año de 1992, con valor promedio y desviación estándar de 14.12 y 5.09, respectivamente. Además, en este arreglo, únicamente 9 años han estado por arriba de 19 CTs y 10 años han estado por debajo de 9 CTs. Los años extremos de 20 CTs o más se hallaron en 1982, 1983, 1984, 1985, 1987, 1990, 1992, 1994 y 2013; así como los años con menos de 9 CTs son 1949, 1950, 1952, 1953, 1955, 1960, 1963, 1964, 1977 y 2010; con lo cual se puede decir que ambas categorías tienen aproximadamente similar cantidad de elementos. La tabla 3 muestra la abundancia anual registrada en el periodo 1949-2013. Así como lo acumulado por década, representada por la palabra suma, con el valor máximo de 186 CTs ocurridos en los 80s y que no se ha superado por la primera década del siglo XXI.

AÑO	194	195	196	197	198	199	200	201
0		7	7	19	14	21	19	8
1		9	10	18	15	14	15	11
2		7	9	14	23	27	15	17
3		4	8	12	21	15	16	20
4		11	5	18	21	20	12	
5		6	10	17	23	10	15	
6		11	13	15	17	9	19	
7		13	17	8	20	19	11	
8		13	19	19	15	13	17	
9	6	15	10	10	17	9	20	
SUMA	6	96	108	150	186	157	159	56

Tabla 3. CTs del Pacífico Noreste 1949-2013. Año denotado por el último dígito del año. Suma representa los totales de diez años.

Serie de Tiempo Anual de la Abundancia de los CTs del Océano Pacífico Noreste en el Periodo (1949-2013)
 $(x, s.d.)=(14.12, 5.09, Cv=36.04)$

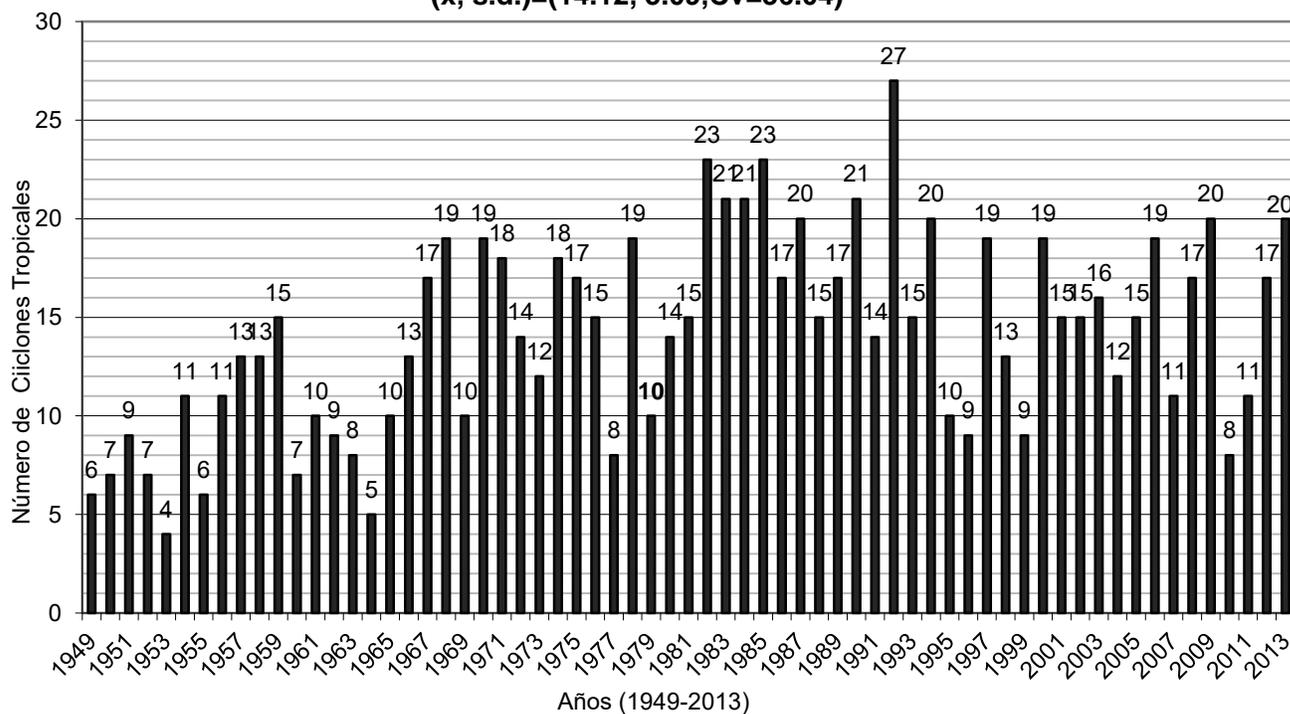


Figura 2.9. Serie de tiempo anual de la abundancia de los CTs del océano pacífico Noreste en el periodo (1949-2013).

La distribución de la abundancia anual del conteo de CTs se muestra en la figura 2.10. La moda es de 15 CTs; es decir, existen 8 años en que se presentan exactamente esta cantidad de tormentas. Por comparar, el valor promedio (\bar{X}) de CTs es de 16.5. La distribución es asimétrica con un valor de sesgo de 0.19. El sesgo es negativo ya que la cola más larga de la distribución está a la izquierda del máximo central es decir $\bar{X} < \text{moda}$.

Distribución de la Abundancia Anual de los Huracanes del Pacífico Noreste en el Periodo (1949-2013)

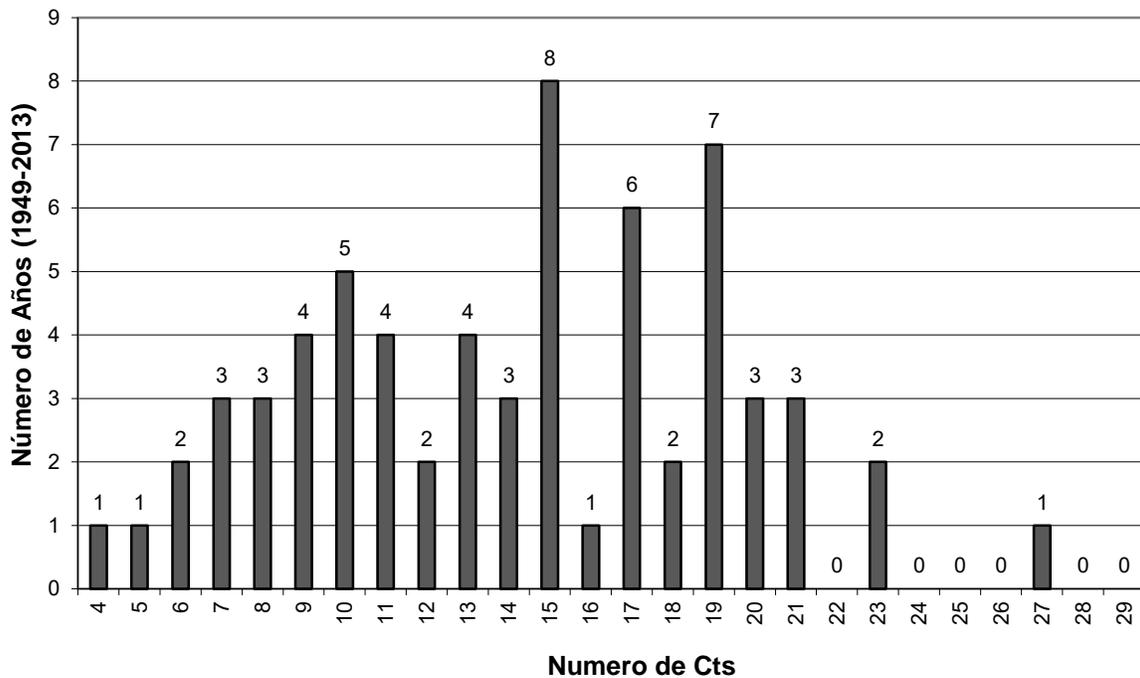


Figura 2.10. Distribución de la Abundancia Anual de los Huracanes del Pacífico noreste en el periodo (1949-2013).

Variabilidad Estacional

La variabilidad estacional (o interanual) hace alusión a las fluctuaciones en la actividad de CTs que suceden dentro de una estación o año particular. Aquí se examina la variabilidad estacional de CTs al considerar la abundancia mensual. En la figura 2.11 se muestra la distribución mensual de CTs de los registros de 65 años; cada CT registrado dentro de la base de datos tiene como intensidad mínima la correspondiente a tormenta tropical. Se considera que el CT se origina en el mes que contiene su reporte inicial; es decir, que no se distingue si fue depresión tropical, tormenta tropical o huracán. Así, si el mes que trae el reporte inicial es julio, se considera que el ciclón tropical es de julio sin importar que casi toda su vida estuviera en agosto.

En la figura 2.11 se ve la actividad del ciclo estacional de CTs del Pacífico Noreste, la distribución mensual es claramente gaussiana con el máximo en agosto y casi simétrica a ambos lados; es necesario notar que los únicos meses en los que no se han presentado ciclones tropicales son febrero y abril; mientras que en enero y marzo hay un caso y en diciembre 2.

Este máximo en la frecuencia de CTs comprendido entre el fin de primavera y principio del otoño, corresponde a la época del año cuando ZITC es más activa y casi ha alcanzado su máximo desplazamiento hacia latitudes más altas, las ondas del este son más numerosas y la temperatura de la superficie del mar es alta ($> 26^{\circ} \text{C}$) y cubre la extensión más grande del Océano Pacífico Noreste, los cuales son factores necesarios (pero no suficientes) para la formación de los CTs. También coincide con la época del año en que el cizallamiento vertical del viento horizontal en el Pacífico tropical está, típicamente, en un valor mínimo (Schubert, W. H, 1991; Dickinson, M., J. Molinari, 2002; Ferreira, R. N., W. H. Schubert, 1997).

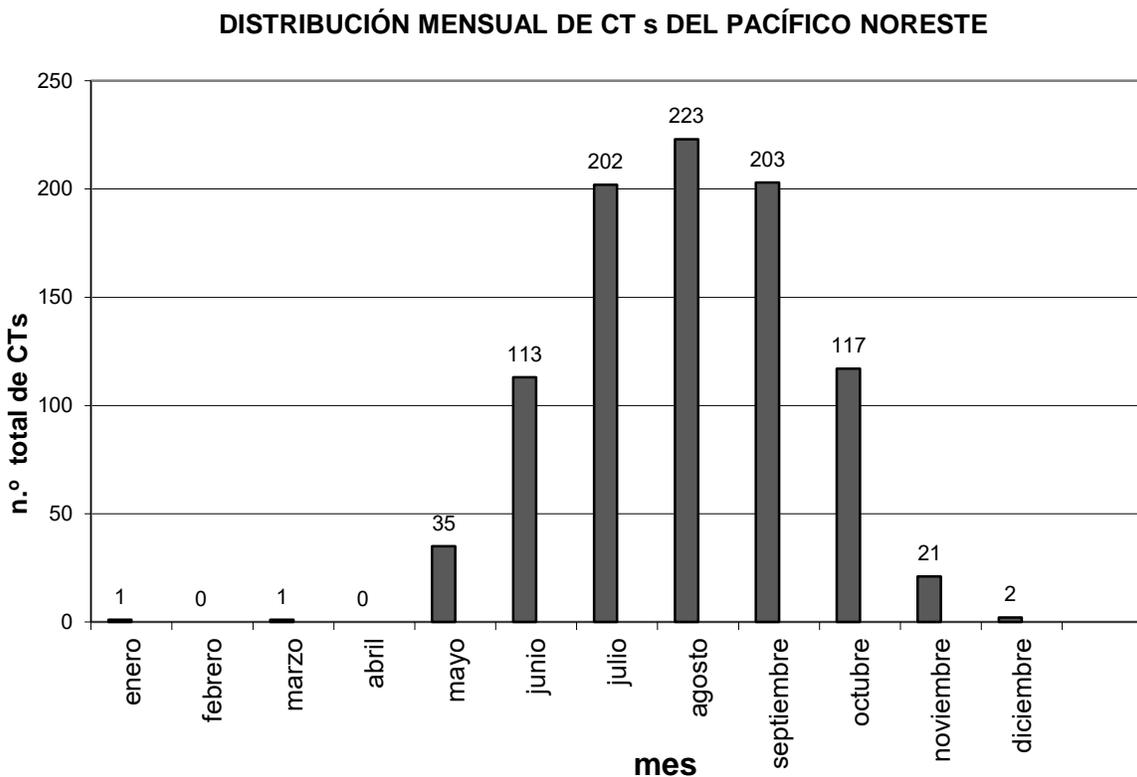


Figura 2.11. Distribución mensual de CTs del Pacífico Noreste.

De acuerdo con los reportes de la Best-track, de NOAA, el ciclón tropical que más tempranamente se ha observado ocurrió el 26 de enero de 1992, mientras el más tardío empezó el 16 de diciembre de 2010. La frecuencia observada con que un número particular de CTs ocurra en meses diferentes de la estación en compañía de la probabilidad de ocurrencia para intervalos de diferente clase está dada en la Tabla 4. Septiembre es el mes más activo con un 98% de probabilidad de observar al menos un ciclón tropical y una mayor oportunidad (88%) de observar al menos dos sistemas. La probabilidad de que 5 ó más CTs se presenten durante septiembre corresponde al 23%, mientras que en agosto es del 26%. En el periodo de 1949-2013 hay seis años en que septiembre fue visitado por seis CTs; mientras que agosto tiene nueve años con este mismo número. Aunque hay más años con un CT en mayo (25), comparado con octubre, la probabilidad de CTs múltiples es sustancialmente mayor en octubre que en mayo. La mayor probabilidad de que haya 3 ó más CTs se encuentra en el mes de julio. Los CTs son más comunes en mayo que en noviembre.

NÚMERO DE CTs	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
0	64	65	64	65	35	7	5	4	1	9	48	63
1	1	0	1	0	25	21	7	9	7	19	13	2
2	0	0	0	0	5	22	9	10	18	19	4	0
3	0	0	0	0	0	12	21	10	17	13	0	0
4	0	0	0	0	0	2	13	15	7	4	0	0
5	0	0	0	0	0	1	2	4	9	1	0	0
6	0	0	0	0	0	0	4	9	6	0	0	0
7	0	0	0	0	0	0	4	2	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0

PROBABILIDAD OBSERVADA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
0 cts	0.98	1	0.98	1	0.54	0.11	0.08	0.06	0.02	0.14	0.74	0.97
al menos 1 CTs	0.02	0.00	0.02	0.00	0.46	0.89	0.92	0.94	0.98	0.86	0.26	0.03
2 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.57	0.82	0.80	0.88	0.57	0.06	0.00
3 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.68	0.65	0.60	0.28	0.00	0.00
4 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.35	0.49	0.34	0.08	0.00	0.00
5 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.15	0.26	0.23	0.02	0.00	0.00
6 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.20	0.09	0.00	0.00	0.00
7 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
8 o más CTs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 4. Frecuencias y probabilidades de CTs en el periodo 1949-2013. Todos los números representan años con esa cantidad. La probabilidad de desarrollar 6 ó más CTs en un mes, el pico particular lo tiene agosto con un 20%.

Es interesante comparar la distribución mensual de la actividad de los CTs de los años que están por arriba y por debajo de la actividad promedio (Jordan y Ho,

1962). La tabla 5 y la figura 2.12 muestran esta distribución expresada como un porcentaje de la actividad total.

La actividad alta se define como aquellos años en que hubo 20 ó más CTs, y la actividad baja como aquellos con 10 o menos CTs. El ciclo estacional de actividad de CTs difiere entre los dos extremos: años de actividad alta tienen más CTs y un porcentaje mayor de actividad anual durante julio que durante septiembre mientras que en los años con actividad baja es lo opuesto en estos meses. Pero, tomando todo el periodo, agosto es el mes más activo del año.

MES		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
ACTIVIDAD														
ALTA	n	1	0	1	0	7	23	47	43	44	27	3	2	198
(N > 19)	(%)	0.51	0.00	0.51	0.00	3.54	11.62	23.74	21.72	22.22	13.64	1.52	1.01	100
ACTIVIDAD														
BAJA	n	0	0	0	0	6	26	29	31	40	15	4	0	151
(N < 11)	(%)	0	0	0	0	3.97	17.22	19.21	20.53	26.49	9.93	2.65	0	100
AÑOS														
TOTALES	n	1	0	1	0	35	113	202	223	203	117	21	2	918
(1949-2013)	(%)	0.11	0.00	0.11	0.00	3.81	12.31	22.00	24.29	22.11	12.75	2.29	0.22	100

Tabla 5. Distribución mensual de los CTs de Pacífico Noreste en el periodo 1949-2013 para años de alta y baja actividad. Las frecuencias están expresadas como un total mensual y como un porcentaje de la estación total. N es el número de CTs en un año particular mientras que n es el total mensual.

Así, desde la tabla 5 y Figura 2.12, junio, julio, septiembre, octubre y diciembre son más activos durante años de actividad alta y mayo, agosto, septiembre y noviembre son más activos en años de actividad baja. Agosto es el mes más activo cuando se consideran todos los datos. Una característica de las épocas activas de CTs, es que asemeja a la distribución de la precipitación en la República Mexicana, con los dos máximos de la canícula. Los años de actividad baja se caracterizan por la aparición de relativamente pocas tormentas en los meses de julio y agosto.

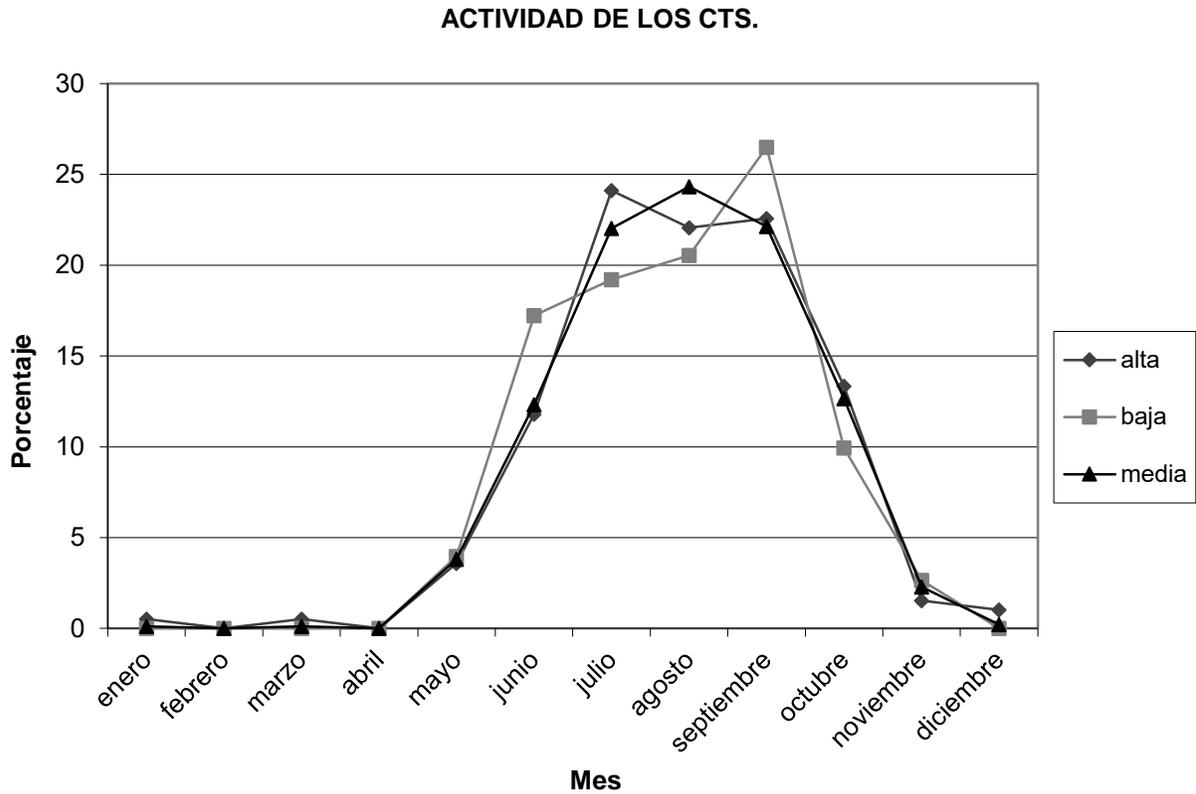


Figura 2.12. Distribución porcentual de CTs. en años con actividad alta, baja y media.

2.5 Duración de la estación

La actividad de los CTs en el PNE se da desde mediados de mayo a noviembre; estos seis meses y medio se conocen como la estación “oficial” de CTs del Pacífico Noreste por el Servicio Meteorológico Nacional de los E. U. A.

Durante los primeros meses la formación de CTs es debida a que la Zona Intertropical de Convergencia, ZITC, empieza a intensificarse y subir de latitud proporcionando condiciones adecuadas para interactuar con las ondas del este y así formar los CTs; a la mitad de la temporada, además de las condiciones previas, la temperatura del océano ha aumentado considerablemente y proporciona un factor más para el desarrollo e intensificación de los CTs. La duración de las temporadas de CTs no siempre es de la misma extensión; por ejemplo, el ciclón tropical que se inicia más temprano sucedió en 1992, se inició el 26 de enero y el último ciclón de esta temporada terminó el día 30 de octubre. Por

otro lado el ciclón tropical más tardío se disipó el 22 de diciembre de 2010 y la temporada había empezado el 28 de mayo de ese año.

En la figura 2.13 se muestra la distribución diaria de la formación de CTs durante el año, la línea gruesa se refiere al número de CTs formados en cada día y la línea delgada a la media móvil. La estacionalidad pronunciada en la ocurrencia de CTs es evidente.

La mayoría de los CTs ocurren entre el 17 de mayo y el 1 de noviembre. Empezando el 15 de mayo la formación de los CTs muestra un incremento casi invariable hasta el 21 de julio, después de este día y hasta el 21 de septiembre, la formación es casi constante, notándose un mínimo relativo entre el 2 y el 14 de agosto; mientras que el máximo valor se encuentra el 28 de agosto. A partir del 21 de septiembre se tiene una pendiente de descenso aproximadamente constante hasta finales de noviembre. El máximo absoluto sucede el 28 de agosto con 14 eventos sucedidos.



Figura 2.13. Distribución diaria de inicio para los CTs del pacifico noreste. La línea negra corresponde al número de eventos sucedidos diariamente y la línea gris al promedio móvil de 9 días.

Para la distribución diaria de disipación de los CTs en el PNE, en la figura 2.14, similar a la figura 2.13, entre el 16 de mayo y 30 de julio aumenta el número de CTs disipados, con una disminución alrededor del 1 de julio. Nuevamente se puede observar una disminución entre el 4 de agosto y el 19 de agosto; a partir de cuándo se muestra un incremento hasta alcanzar el máximo el 6 de septiembre. La disminución desde el 7 de septiembre al 18 de diciembre es marcada, con un máximo relativo alrededor del 21 de julio y el 6 de septiembre con 14 CTs. La forma de la figura 2.14 es muy parecida a la figura 2.13, diferenciándose por un pequeño desfase entre ambas.

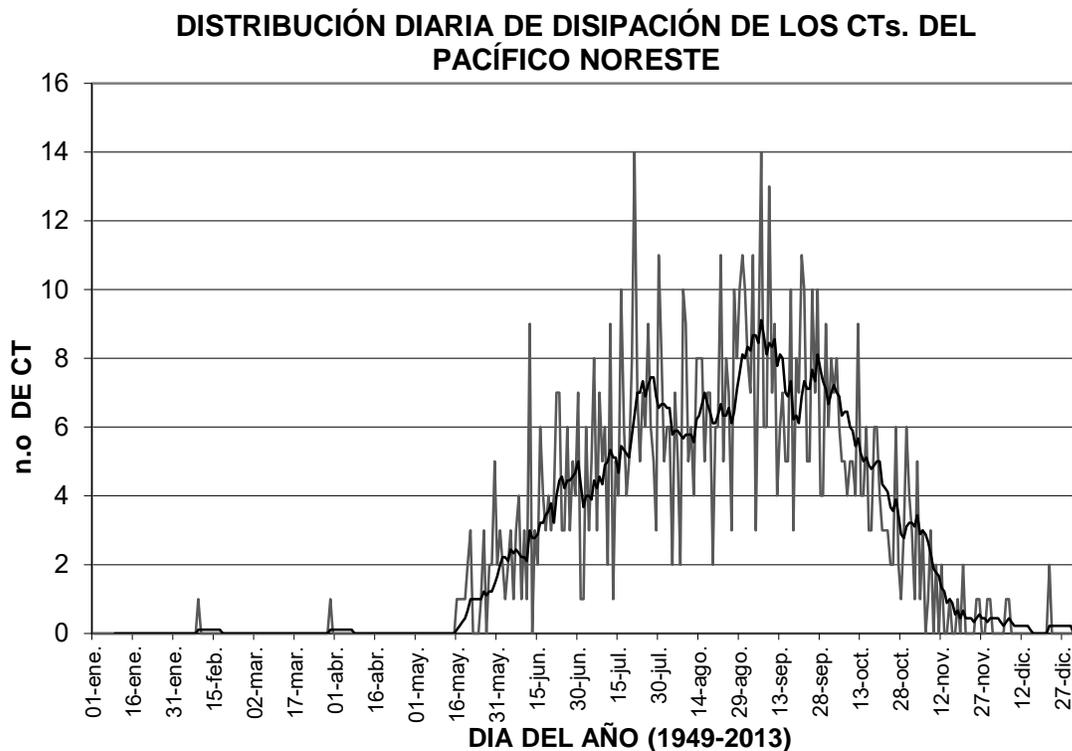


Figura 2.14. Distribución diaria de disipación para los CTs del pacifico noreste. La línea negra corresponde al número de eventos sucedidos diariamente y la línea gris al promedio móvil de 9 días.

La duración de la temporada de CTs en el PNE, es el intervalo de tiempo transcurrido, dentro del año, entre el inicio del primer CT y la disipación del último.

La duración de la temporada ciclónica en el periodo 1949-2013 se muestra en la figura 2.15. La variabilidad de la fecha en que la temporada empieza es ligeramente menor que cuando termina, sí se excluyen la ocasión única que la temporada empezó en enero. Se puede observar que seis de las siete temporadas

más extensas comienzan en mayo (2010,1983, 1951, 1971, 1982 y 2006 en orden decreciente); cuando la temporada empieza más tarde tiene la menor duración (1953, 1964 y 1995 en orden creciente). Por lo tanto, la duración de la estación está influida por la fecha en la cual el primer ciclón se forma; es decir, un inicio temprano está asociado con una extensa temporada y viceversa.

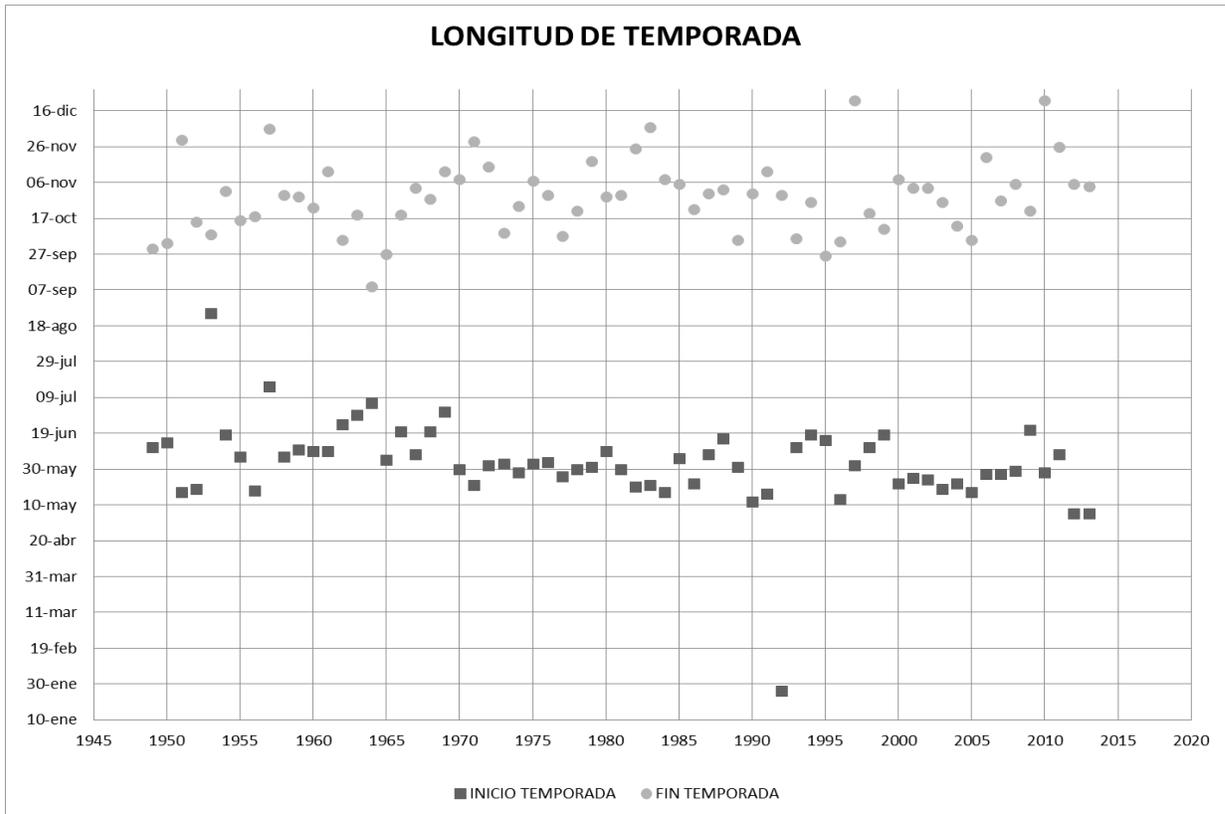


Figura 2.15. Duración de la temporada ciclónica 1949-2013.

2.6 Intensidad y duración

La intensidad de un CT es medida por la rapidez del viento sostenido durante un minuto cerca de la superficie. Para cada tormenta hay una intensidad máxima; mientras que, para una temporada entera la intensidad máxima promedio se define como el maximum de intensidad máxima de todos los CTs. La figura 2.16 muestra la intensidad promedio máxima para cada estación sobre el periodo 1949-2013. La media total de intensidad promedio máxima para todas las temporadas es de 68.96 kt.

El máximo absoluto promedio tiene un valor de 100.45 kt y fue la temporada de 2011 con 11 sistemas, a diferencia del que tuvo 27 CTs que fue de 79.81 kt en la

temporada de 1992; es decir, una temporada con muchos CTs no involucra que la intensidad de los sistemas sea elevada. Como se ve, la mayoría de las temporadas tienen una intensidad promedio máxima entre 55 y 70 nudos.

Las intensidades máxima promedio generalmente es más alta durante la era satelital, en las décadas de 1980s y de los 1990s y claramente más baja alrededor de 1965.

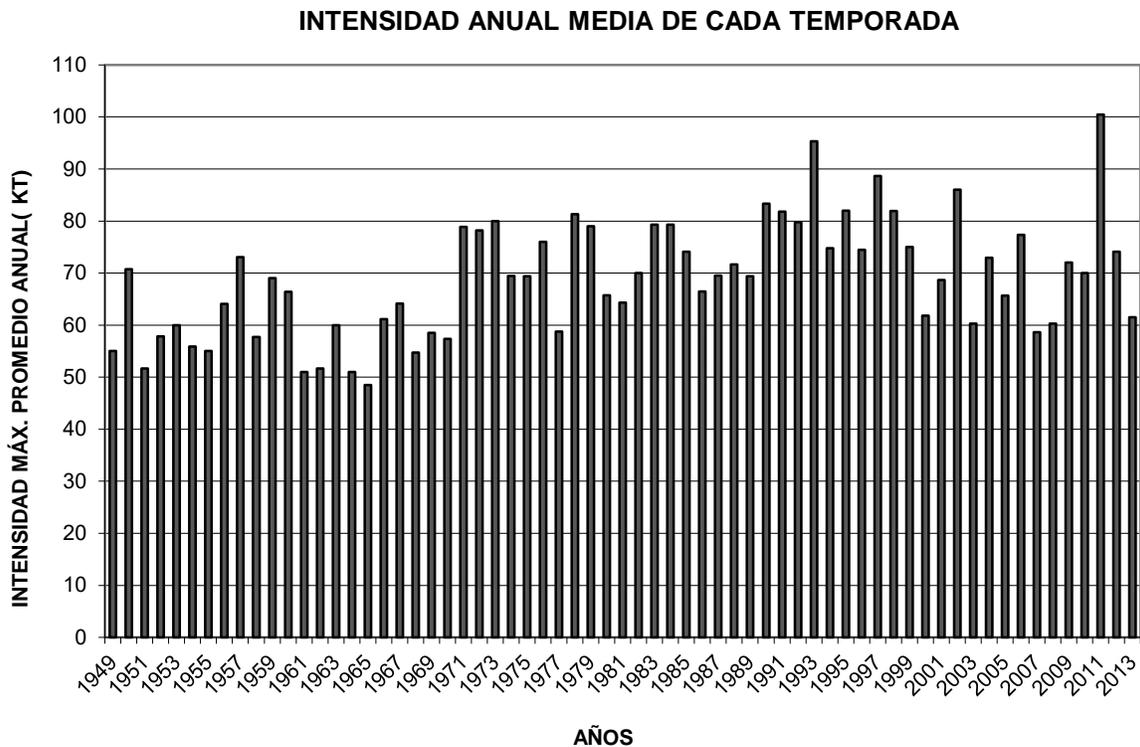


Figura 2.16. Intensidad anual media de cada temporada.

La figura 2.17 muestra la distribución anual de años por intensidad máxima, en esta figura, es claro que la primera parte del registro es de baja intensidad con respecto a las décadas posteriores. También, que hay años de baja intensidad a mediados de la década de los 70 y principios de los 2000. En términos generales, la variabilidad en la gráfica es pequeña.

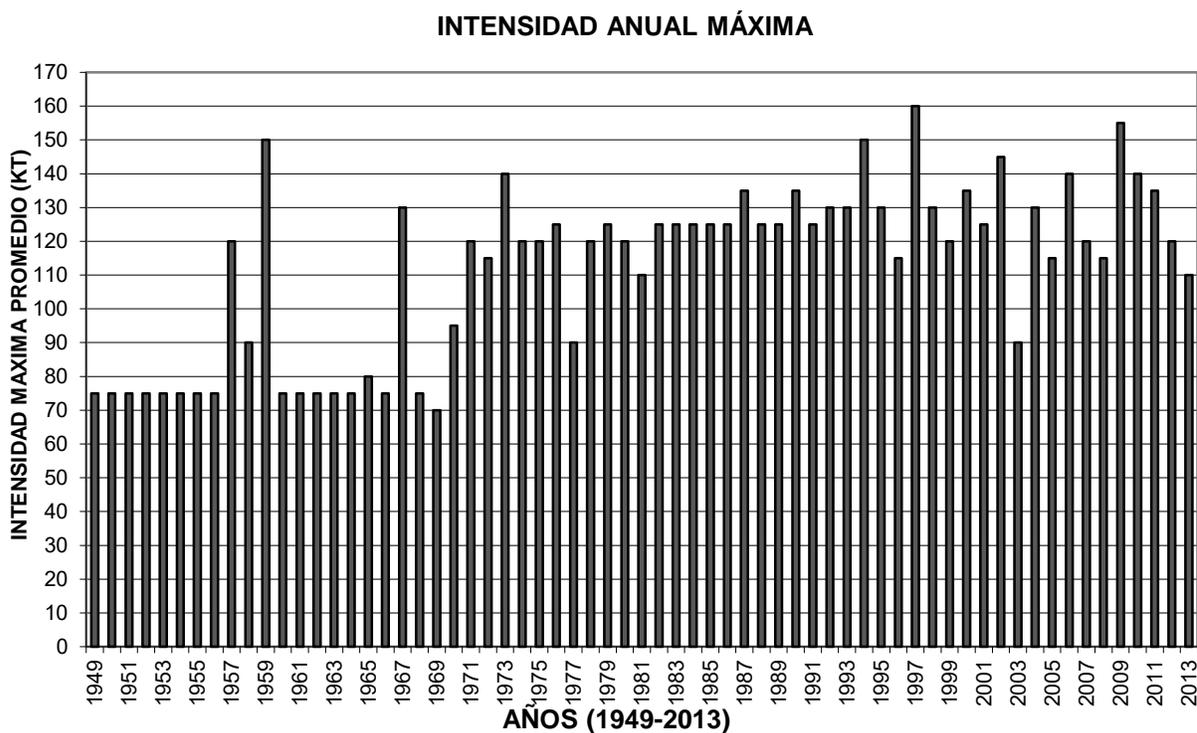


Figura 2.17. Intensidad anual máxima.

En la figura 2.18 se muestra el histograma de la intensidad máxima de los CTs en intervalos de 5kt. La mayoría de las temporadas han oscilado entre 70 y 75kt (11), seguidos por los intervalos de 60-65kt y 65-70kt (ambos con 10 temporadas) y, solo una temporada con intensidad promedio entre 100 y 105kt; además de una entre 40 y 45kt.

DISTRIBUCION DE AÑOS POR INTENSIDAD MAXIMA PROMEDIO EN INTERVALOS DE 5 NUDOS

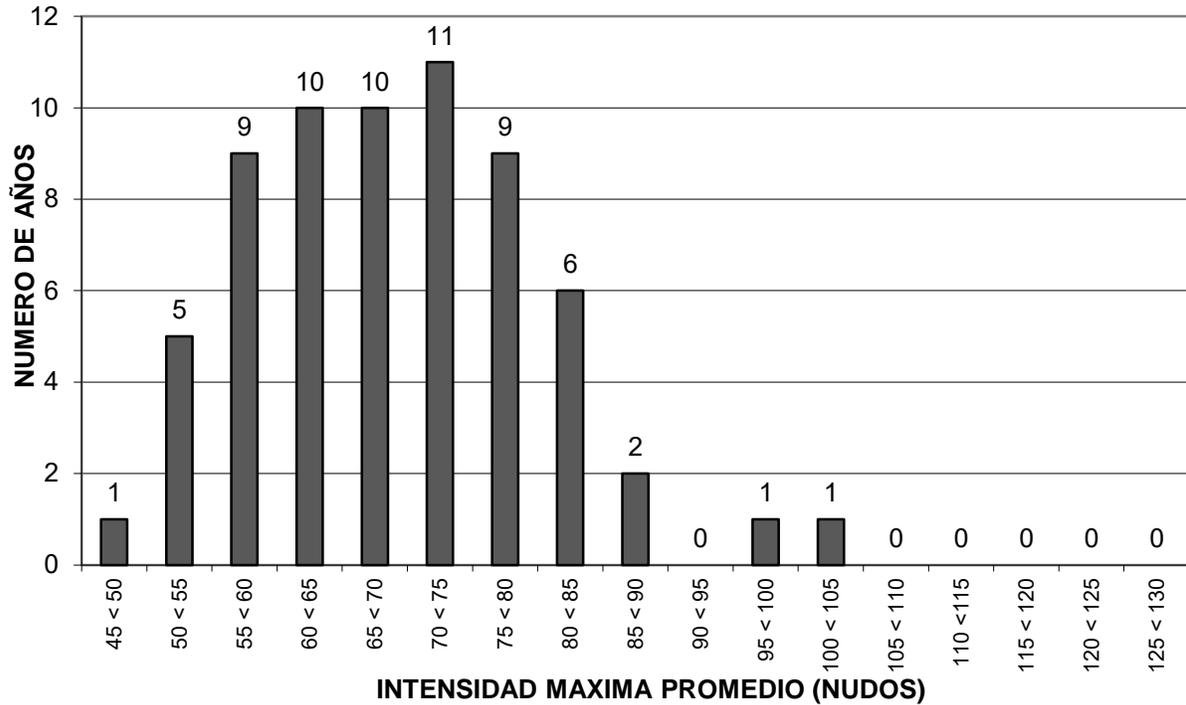


Figura 2.18. Distribución de años por intensidad máxima promedio en intervalos de 5 nudos.

La duración de los CTs del PNE se analiza considerando el número promedio de días de existencia para todos los CTs en una temporada y para todos los años en el periodo de 65 años (Figura 2.19). La duración total se define como la suma de todas las horas (o días) de los CTs en una temporada y es otra componente de la actividad estacional. Considerando a todos los CTs, los rangos de duración promedio anual van desde 2.3 días (1956 y 1961) a un máximo de 8.5 días (1997) con un promedio en conjunto de 5.8 días y una desviación estándar de 1.6 días, que es ligeramente diferente al promedio de duración de los 918 CTs del periodo en estudio: 6.1 días.

DURACIÓN PROMEDIO DE CTs DEL PACIFICO NORESTE DE CADA TEMPORADA EN EL PERIODO 1949-2013

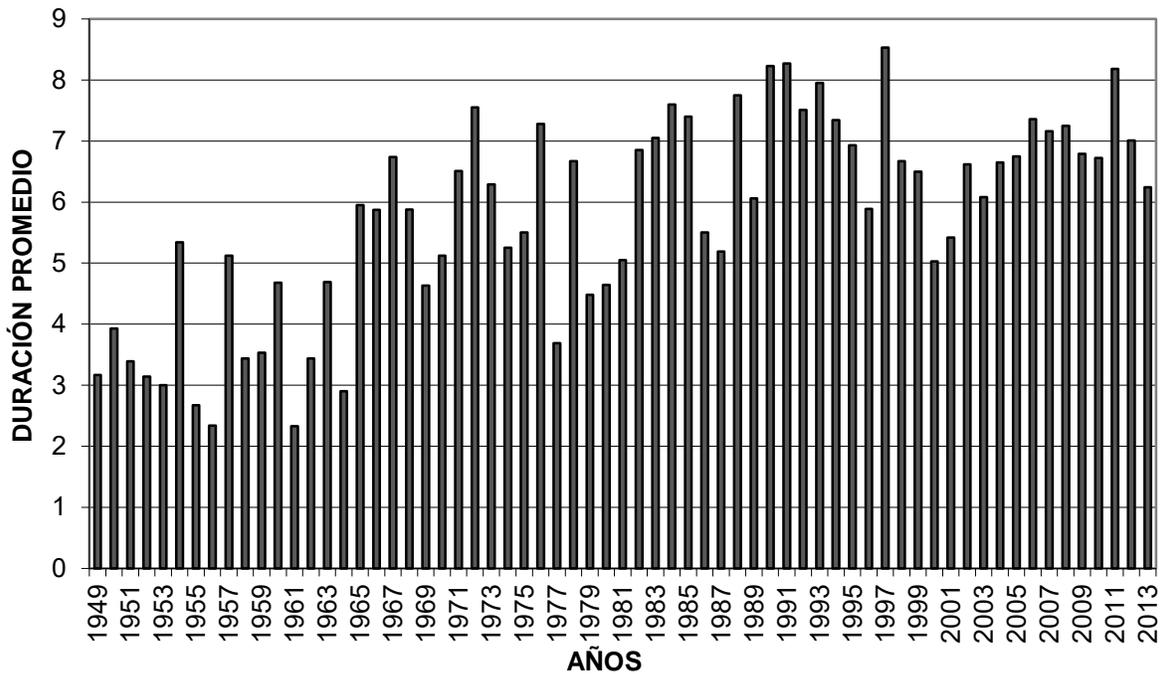


Figura 2.19. Duración promedio de CTs del Pacifico Noreste de cada temporada en el periodo 1949-2013.

La distribución de CTs como función de duración está dada en la figura 2.20. La duración más común es de 4 a 5 días (128) pero hay 22 CTs que tienen más de dos semanas de vida. La distribución se inclinó con un coeficiente de asimetría positivo de 1.14 (ver ecuación 3), (se dice que la asimetría es positiva si la “cola” a la derecha de la media es más larga que la de la izquierda, aquí se cumple ya que hay valores más separados de la media a la derecha). Un mínimo de duración de CTs se nota en el intervalo de 5 a 6 días (92).

Ecuación para la asimetría:

$$\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum \left(\frac{x_j - \bar{x}}{s} \right)^3 \quad (3)$$

Dónde: \bar{x} es la media y S es la desviación estándar.

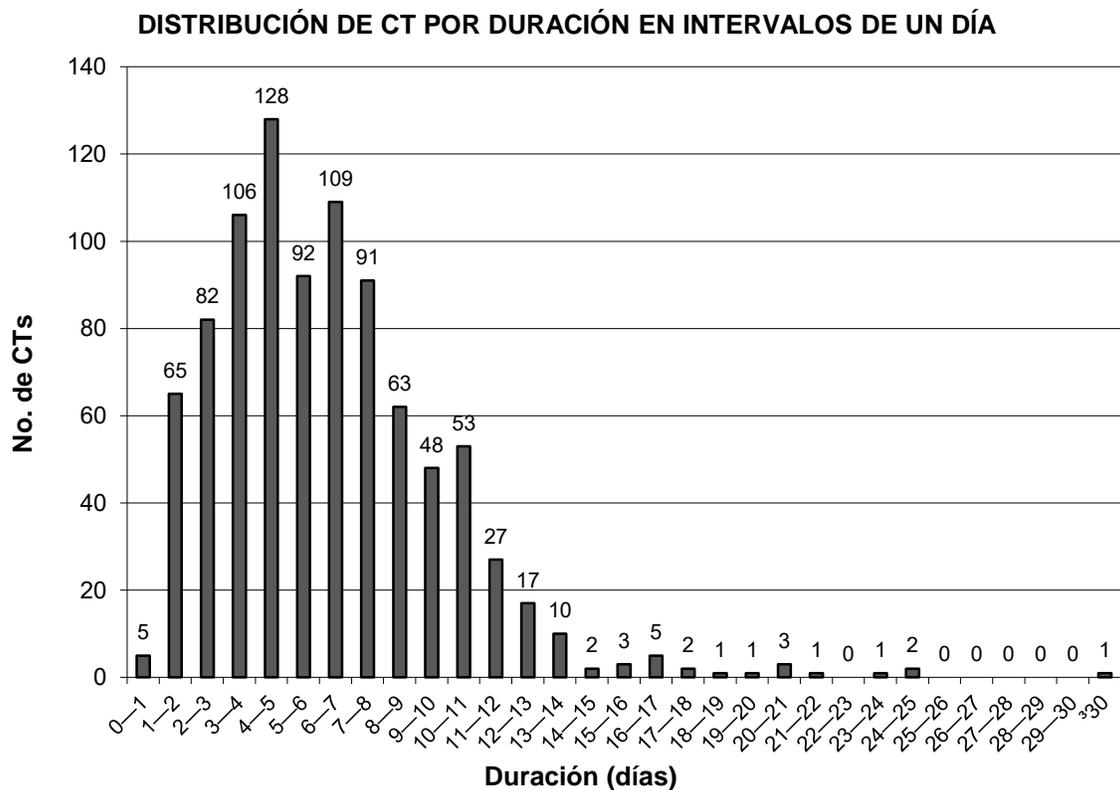


Figura 2.20. Distribución de CT por duración en intervalos de un día

Los mayores factores que determinan la duración de los CTs, según Elsner (1999), son:

El lugar de origen y las condiciones del medio ambiente en el tiempo de ocurrencia. Muchos CTs persisten siempre y cuando permanezcan sobre las aguas calientes de los océanos tropicales y subtropicales. La excepción es cuando el aire seco, a menudo del norte, penetra dentro de la circulación de la tormenta. El aire seco tiende a reforzar el movimiento asociado con el hundimiento (corriente abajo) que inhibe el flujo de calor latente. Una Tormenta que se mueva dentro de una región de cizallamiento vertical fuerte del viento horizontal tenderá a debilitarse y disiparse. Una excepción a esta regla es el rol que juega la vaguada tropical de la alta troposfera (Tropical Upper Tropospheric Trough, TUTT) en la intensificación de las tormentas del Pacífico Noreste. Algunos estudios recientes cuestionan esta perspectiva: se ha demostrado que la cizalladura vertical del viento intensifica las tormentas en los entornos termodinámicos marginales.

Estas tormentas deben ya ser lo suficientemente intensas como para que su convección pueda sobrevivir la perturbación inicial causada por la cizalladura vertical del viento, lo cual explica porque se sigue considerando que la cizalladura tiene un efecto negativo para la ciclogénesis tropical. (S.W. Chang, 1998).

Los CTs originados en el PNE que permanecen en las latitudes bajas típicamente tendrán la duración más larga. Aquellos que se producen al oriente tendrán una vida más corta como un resultado de su proximidad al Monzón de Norteamérica que los hará moverse hacia tierra, áreas de agua fría que les suministra aire seco que los disiparan. Los CTs que se mueven a latitudes más altas en el centro y poniente del PNE son timoneados por un alta migratoria y los hace regresar a Norteamérica (Morales, 2012).

La variación interestacional se examina clasificando la duración media de los CTs por mes (Tabla 6). En promedio los CTs durante agosto son los más largos. Tarde, así como temprano, los CTs tienden a ser de duración más corta que las tormentas de mediados de la estación. Los CTs de julio y septiembre, son de vida más larga que los CTs de mayo, junio, octubre y noviembre. La variabilidad mensual en la duración de los CTs puede explicarse en parte por el diferente lugar donde se originaron y por las diferencias en las trayectorias.

MES		MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	TOTAL
Total de CTs	N	35	113	202	223	203	117	21	914
Media	\bar{T}	5.14	5.23	6.33	6.93	6.13	5.45	5.37	40.58
Porcentaje	%	12.7	12.90	15.6	17.1	15.1	13.4	13.2	100

Tabla 6. Duración media de los CTs del PNE por mes (mayo a noviembre) en el periodo de 1949-2013. N representa el número de CTs en cada mes y la duración media (T) es dada en días. En esta investigación como conteo total en el periodo de 1949-2013 se obtuvieron 914 dentro de la temporada, y cuatro fuera de la temporada oficial, uno en enero, uno en marzo y dos en diciembre, dando un total de 918 CTs.

2.7 Trayectorias

Características Generales

Ningún promedio o media puede elaborarse de la trayectoria de los CTs del PNE ni tampoco dos CTs siguen exactamente el mismo camino. Sin embargo muchos CTs del PNE se mueven a lo largo de caminos de características comunes, particularmente sí se forman en épocas o días similares del año. Esto sucede porque, climatológicamente, los sistemas que los conducen se encuentran aproximadamente en la misma posición cada año y las variaciones no serán grandes. Inicialmente, la mayoría de los CTs se mueven hacia el occidente o hacia el noroeste y uno que otro hacia el este, son empujados todo el tiempo por el flujo atmosférico de gran escala. Una deriva hacia el norte resulta de la variación latitudinal de la fuerza de Coriolis.

La trayectoria de todos los CTs del PNE del periodo 1949-2013 está mostrada en la Figura 2.21. Idealmente, la trayectoria de todos los CTs describe, aproximadamente, una parábola; que es ocasionada por moverse a lo largo de la orilla de la Alta Presión semi-permanente del Pacífico (también conocida como sub-tropical). El movimiento inicial de este a oeste en los trópicos refleja la dirección de los vientos alisios del sur de esta cuña de alta presión semipermanente (en el hemisferio norte); más allá de 30°N los CTs encuentran los vientos del oeste, los cuales guían hacia el norte y hacia el este eventualmente, esto es conocido como la *re-curvatura*. La corriente del oeste mueve a los CTs más rápida y directamente que el flujo de los vientos alisios. Si el alta subtropical alcanza una profundidad atmosférica significativa el ciclón tomará una vuelta extensa durante la re-curvatura. Si la pendiente de la alta es hacia el sur o sureste con la altura, la re-curva será angulosa. La re-curvatura de tormentas depende de varios factores. Entre ellos el principal es la posición y movimiento de la vaguada de baja presión de los niveles superiores. Una vaguada de gran amplitud moviéndose hacia los CTs desde el oeste lo hará recurvar significativamente. Si la vaguada se encuentra al sur del ciclón, entonces la re-curvatura es probable. Por otro lado, con una alta subtropical fuerte al norte y una vaguada de onda larga bien al oeste de la tormenta la re-curvatura no es probable. La re-curvatura a menudo sucede en las áreas occidentales de México; explicada por la posición de la cuña de alta presión que cubre el continente.

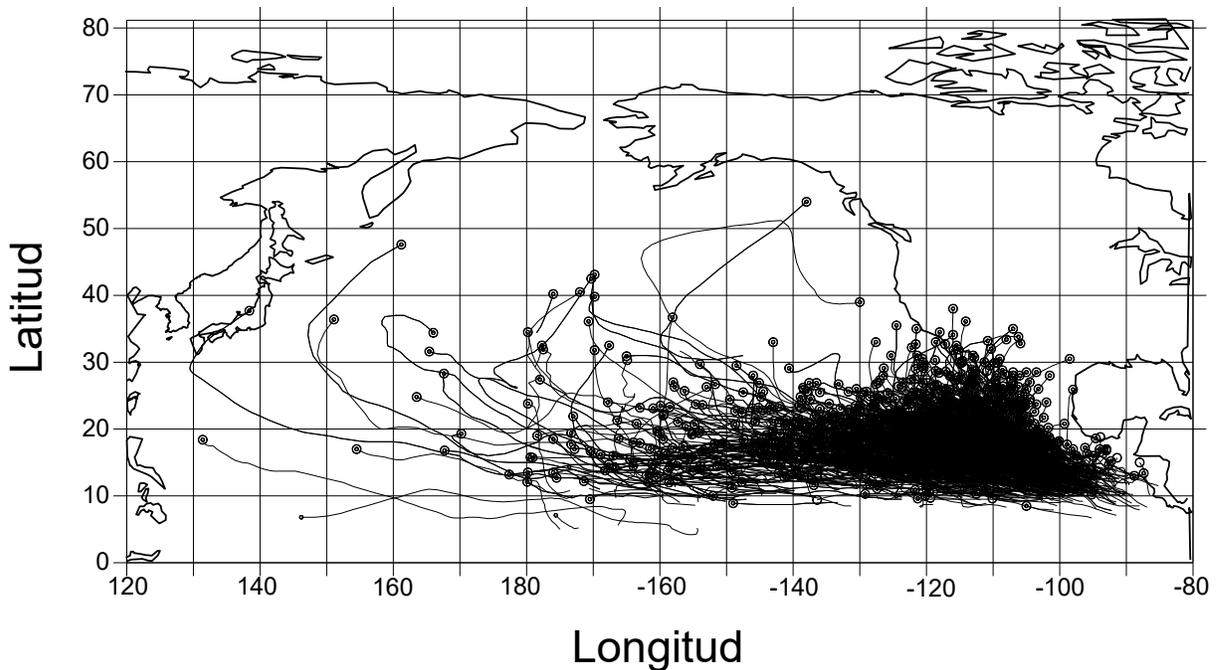


Figura 2.21. Trayectorias de los CTs del Pacífico Noreste sobre el periodo de 1949-2013. Las trayectorias son asentadas desde la localización donde el ciclón tropical fue observado primero (punto de origen) hasta la localización donde el CTs se disipo (punto encerrado con un círculo también en negro).

Los CTs que se mueven sobre tierra o sobre agua fría sufren una transformación. En tierra la transformación está caracterizada por una rápida reducción de su intensidad conforme los vientos menguan y la presión central se incrementa. Los CTs que están en áreas de tierra pueden rejuvenecer al regresar a las aguas calientes del mar. Esto ocurre comúnmente con los CTs que entran, a las tierras mexicanas, y tiempo después salen, más al norte o al sur, de las tierras de América del Norte; por ejemplo, los que cruzan la península de Baja California. Los CTs se debilitan rápidamente al norte de la latitud de 25° N y aún más al sur cuando se acercan al centro de la cuenca del Pacífico del Norte.

Los CTs que se originan al sur de México y recorren tienden a amenazar el occidente de México y suroeste de los Estados Unidos, considerando que los CTs que no hacen la recurva (o tan sólo lo hacen ligeramente) toman un camino paralelo a la costa occidental de México, teniendo los estados costeros en constante amenaza. Otra parte de los CTs que no recorren son aquellos que se originan y se mantienen en las latitudes bajas. Los CTs que persisten en su desplazamiento hacia el oeste-noroeste o noroeste son aquellos que recorren en aguas abiertas y más allá que aún pueden amenazar las costas tan lejanas como las de Japón.

La figura (2.22) del movimiento promedio de CTs que cruzan el pacífico del Norte se obtiene al promediar la rapidez de movimiento y su dirección en cajas de 5° de longitud-latitud basada en las diferencias de 6-horas de la posición de la Best Track. La figura provee una sinopsis del promedio del flujo conductor a través del PNE durante la temporada de CTs. La circulación a favor de las manecillas del reloj en el ancho de la cuenca es evidente. Los CTs que se mueven al oeste en latitudes bajas re-curvan al Noroeste, luego al norte y eventualmente al noreste cuando alcanzan latitudes más al norte. Para cada banda de longitud, el movimiento promedio del ciclón vira (gira a favor de las manecillas del reloj) conforme se incrementa la latitud.

El movimiento promedio ayuda a explicar porque ciertas extensiones costeras son más probables de ser afectadas por un CT comparadas con otras. Por ejemplo, a lo largo de los estados del noroeste de México (Sinaloa y la Península de Baja California) el movimiento promedio de los CTs es cercanamente perpendicular a la línea costera, mientras que el movimiento de los CTs es casi paralelo en la mayoría de las costas oeste de los otros estados de México.

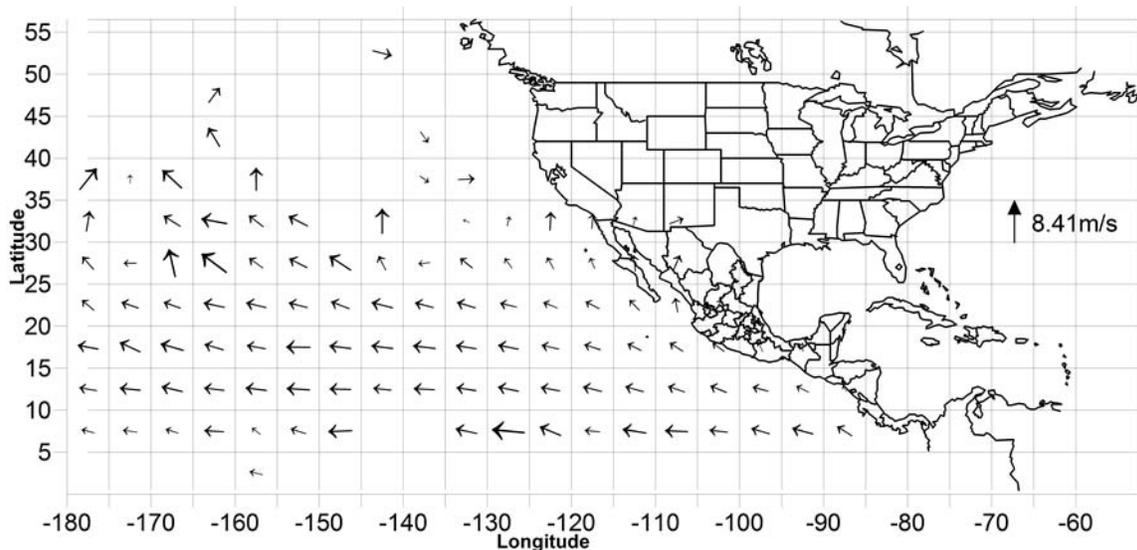


Figura 2.22. Número total de observaciones hechas de CTs en cada caja de maya de 5° de longitud-latitud. Promedio de rapidez hacia adelante y dirección del paso de CTs a través de cada caja con tres o más observaciones.

Los CTs se mueven más rápido conforme se alejan del macizo continental y su máximo lo alcanzan en la parte central oeste al norte de 25°N, debido a los vientos más fuertes de la troposfera de los niveles superiores de las aguas abiertas del océano. Mayor velocidad hacia delante de los CTs en latitudes tropicales agrega poder a su potencial destructivo en el cuadrante derecho-delantero del vórtice circular. A pesar de la tendencia de los vientos rotatorios para moderar los movimientos de los CTs sobre aguas más frías, la entrada a tierra de una tormenta algo débil que llega a lo largo de la costa noroeste de México puede producir todavía el daño comparable a un huracán de mayor categoría. El movimiento rápido generalmente reducirá la probabilidad de inundaciones devastadoras a causa de la lluvia. Note la región de movimiento rápido sobre la Península de Baja California exhibida en las cajas que rodean a dicha península.

Aunque el movimiento de los CTs del PNE es bastante alisado (después de la eliminación de los “bamboleos”), las trayectorias de algunos CTs son erráticas, particularmente en regiones de vientos conductores ligeros. Por ejemplo, ocasionalmente los CTs se detienen y siguen una dirección inversa. En ocasiones raras un CT hace una trayectoria de rizo, definido como un camino que pasa su trayectoria sobre un lugar particular dos veces. Un camino rizado es más probable cuando el flujo de latitudes medias es más meridional, ocasionado por un flujo que se conoce como de bloqueo. La Figura 2.23 y 2.24 muestran la trayectoria de los CTs del PNE que han hecho un rizo considerable. Las trayectorias de rizo son más comunes durante septiembre (8) seguidos por octubre (6) y dos en agosto (Tabla 7). En general, el rizo en contra de las manecillas del reloj ocurre en la región este del PNE mientras el rizo a favor de las manecillas del reloj ocurre al oeste, después de la longitud de 100°W; muchos rizos ocurren entre las latitudes de 10 y 25° N.

NUMERO	NOMBRE	AÑO	FECHA INI-FIN	GIRO
1	OLIVIA	1978	9/20 - 9/23	CONTRA
2	ALETTA	1982	5/20 - 5/29	A FAVOR
3	XINA	1985	10/25 - 11/05	A FAVOR
4	ADRIAN	1987	6/07 - 6/09	CONTRA
5	JOHN	1988	8/16 - 8/21	CONTRA
6	TRUDY	1990	10/16 - 11/01	A FAVOR
7	VANCE	1990	10/21 - 10/31	A FAVOR
8	IGNACIO	1991	9/16 - 9/19	A FAVOR
9	PAINE	1992	9/11 - 9/16	A FAVOR
10	MAX	1993	9/30 - 10/4	CONTRA
11	GENEVIEVE	1996	9/27 - 10/9	CONTRA
12	OLAF	1997	9/26 - 10/12	CONTRA/A FAVOR
13	JAVIER	1998	9/06 - 9/14	A FAVOR
14	LANE	2000	9/05 - 9/14	CONTRA
15	BLANCA	2003	6/17 - 6/24	CONTRA
16	MAKA	2009	8/10 - 8/12	CONTRA
17	OLAF	2009	10/01 - 10/04	CONTRA
18	DARBY	2010	6/23 - 6/28	A FAVOR
19	IRWIN	2010	10/06 - 10/17	CONTRA
20	RAYMOND	2013	10/20 - 10-30	A FAVOR

Tabla 7. CTs. Con rizados importantes en el periodo 1949-2013.

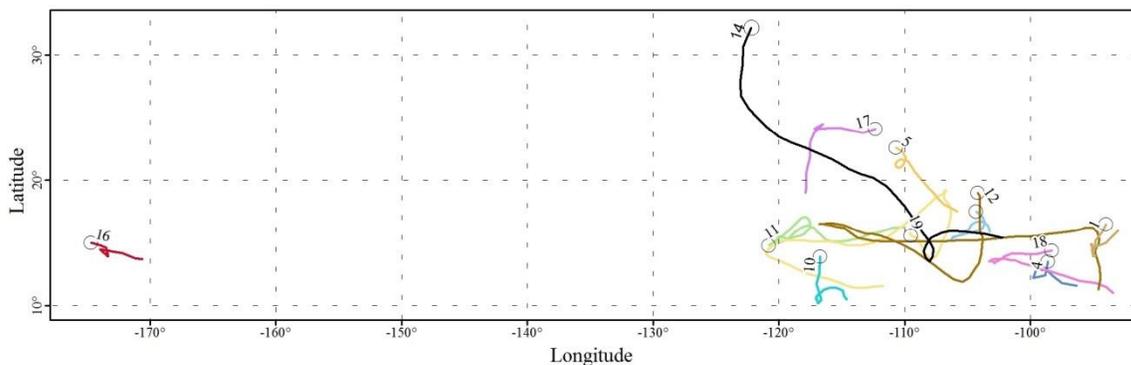


Figura 2.23. Trayectoria de los CTs del Pacífico Nororiental en el periodo 1949-2013 con un rizo en contra de las manecillas del reloj. El número corresponde a la tabla 7.

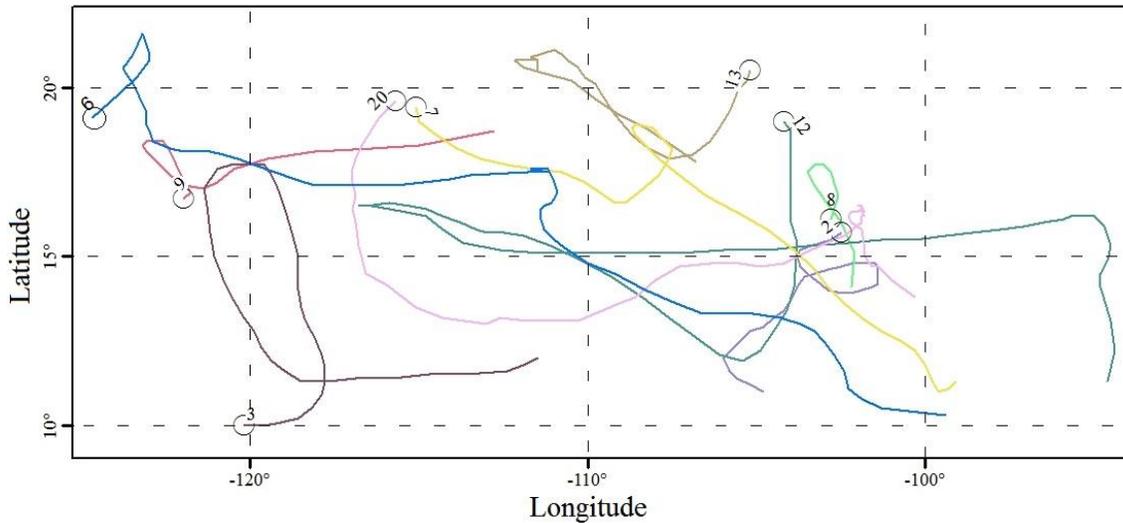


Figura 2.24. Similar a la figura 2.23, pero con un rizo a favor de las manecillas del reloj.

Dos CTs interactuarán ocasionalmente. Esto ocurre cuando un CTs moviéndose rápido se aproxima a otro que se mueve más lento. La interacción produce una trayectoria errática en ambas tormentas incluyendo desviaciones hacia el ecuador de re-curvatura y rotación veloz. Un modelo de atracción mutua (Fujiwhara 1931) es frecuentemente usado para explicar el progreso de la interacción. En este modelo un par de tormentas rotaran alrededor de un punto en común localizado sobre la línea que une los centros de las dos tempestades.

El punto se desplazará hacia una tormenta particular en proporción contraria a sus intensidades (efecto Fujiwhara). Más recientemente, Carr et al. (1997) definen cuatro modelos alternativos de movimiento de ciclones tropicales para tormentas en interacción binarias. Ellos sugieren que la situación sea más compleja que la hipótesis mutua de atracción admitida.

Variabilidad Estacional.

La variabilidad estacional en la trayectoria de los CTs es mostrada en la Figura 2.25; en general, a mediados de la estación las trayectorias comienzan en cualquier parte del PNE y se extienden hacia el occidente, luego hacia el norte y hacia el oriente. Además, algunas trayectorias de agosto y septiembre viajan hacia el occidente y, extraordinariamente, cruzan al Océano Pacífico Noroeste amenazando la costa oriental del continente Asiático. Las trayectorias tempranas y tardías de la estación, generalmente no alcanzan las longitudes más allá de 145°W , con la excepción del mes de noviembre, ya que algunos empiezan más allá de la longitud de 160°W y se extienden hacia el occidente. Una fracción importante de los CTs de la parte temprana y tardía de la estación, originados al sur de México, tiene una trayectoria hacia el norte y noreste. Note que en cualquier época de la estación las costas de México son blanco probable de los CTs; por ejemplo, observe la gran cantidad de CTs que franquean las costas del noroeste, de México, en los meses de julio a octubre.

En particular las trayectorias de mayo están casi limitadas al sur de México, y rebasan la longitud de 90°W ; o sea su trayectoria es hacia el oriente. Hay una tendencia de los CTs al comienzo de la estación para entrar a lo largo de la línea costera de México. Para junio las trayectorias se extienden hacia el oeste y a latitudes un poco más altas; sin embargo, solamente algunos CTs rebasan la latitud de 25°N . Las trayectorias alcanzan la línea de cambio de fecha en el mes de julio y uno llegó a la latitud de 50°N . Las trayectorias de los CTs de agosto se extienden aún más lejos al oeste y al norte. En esta época del año es posible que un CTs alcance la latitud de 50°N o más y la costa del continente Asiático. Para septiembre muchas trayectorias de los CTs aunque rebasan el cambio de fecha se han contraído hacia el este y no propasan la latitud de 40°N . En octubre se sigue contrayendo la trayectoria de los CTs hacia el este y solamente unos cuantos se acercan al cambio de fecha y no rebasan la latitud de 35°N . Para noviembre las trayectorias de los CTs se reducen al sur de México pero hay otras que nacen y se desplazan en la parte central del Pacífico del Norte.

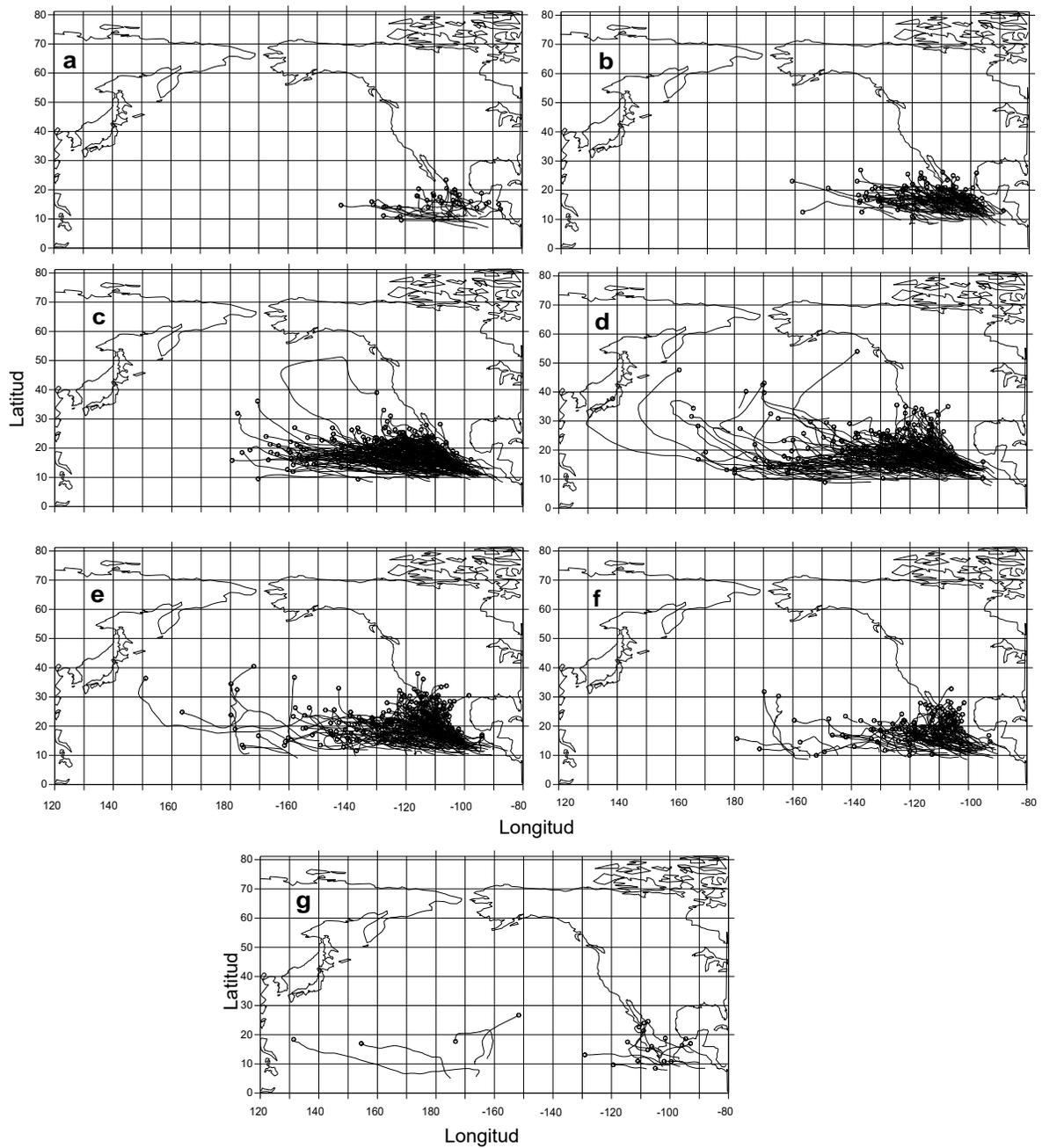


Figura 2.25. Trayectorias de los CTs del Pacífico Noreste por mes sobre el periodo 1949-2013.

2.8 Correlación con fenómenos de baja frecuencia

México se encuentra entre dos regiones afectadas por diversos modos de variabilidad: Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), y ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) (Englehart y Douglas 2002). Estas fluctuaciones climáticas naturales influyen sobre el número de CTs, su intensidad, duración y trayectoria (Elsner et al., 2000; Goldenberg et al., 2001; Camargo et al., 2007b; 2008).

a) ENOS (El Niño-Oscilación del Sur)

Los cambios atmosféricos y oceánicos a gran escala que acompañan un evento cálido (El Niño) producen el desplazamiento de las regiones tropicales que más favorecen la ciclogénesis tropical. Durante un evento cálido, la zona de convección profunda se extiende hasta las regiones centrales de las cuencas de los océanos Pacífico e Índico y ocurren cambios en los patrones de cizalladura vertical del viento y TSM (temperatura superficial del mar) a lo largo de los trópicos. El resultado son TSM más bajas y cizalladura vertical del viento más fuerte en las regiones tropicales del Pacífico Occidental y Atlántico; así como TSM más altas y cizalladura vertical del viento menor en el Pacífico Central, Pacífico Noreste e Índico Central. Por consiguiente, la actividad de ciclones tropicales en el Pacífico Central, **Pacífico Noreste** e Índico Central suele intensificarse (Chan, Shi y Lam, 1998).

En un análisis sobre la frecuencia de huracanes y el fenómeno El Niño, (Mosiño y Morales ,1988) encontraron que el número de huracanes en el Atlántico disminuye durante años El Niño, lo que provoca un déficit de lluvias en la parte central de México. Tal relación entre El Niño y el número de huracanes en el Atlántico fue originalmente propuesta por Gray (1984). Al parecer, El Niño **no afecta el número de huracanes en el Pacífico noreste**; existen dudas de que haya relación entre número de huracanes en el Pacífico y El Niño. Durante veranos en que la anomalía de agua caliente aparece en el Pacífico del este, la dispersión en la génesis y trayectorias de huracanes aumenta, pudiendo incluso extenderse hacia regiones del Pacífico central. Sin embargo, la anomalía de agua caliente en años de El Niño alcanza las costas mexicanas, hace pensar que la intensidad de los huracanes en esta región aumente.

El niño oscilación del sur (ENOS), es un patrón oceánico-atmosférico de variabilidad natural. Se presenta a lo largo del Pacífico Ecuatorial y se caracteriza principalmente, por la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) y la circulación de los vientos alisios (Sheinbaum, 2003). No es periódico, sino que lo hace de manera irregular, con ciclos que se presentan cada 2 a 7 años.

En este trabajo, se hizo un análisis de correlación entre los valores de evento El Niño (MEI) y la actividad de ciclones tropicales (número). La figura 2.26 muestra el diagrama de dispersión de MEI vs Actividad, en ella se muestra el coeficiente de determinación (R^2) con un valor de 0.1004, lo cual nos indica una mala correlación entre ambas series, lo cual es un claro reflejo de la gran dispersión que se observa; sin embargo, es posible ver que a los mayores valores (menores) de MEI corresponden con la mayor actividad (menor) de CTs.

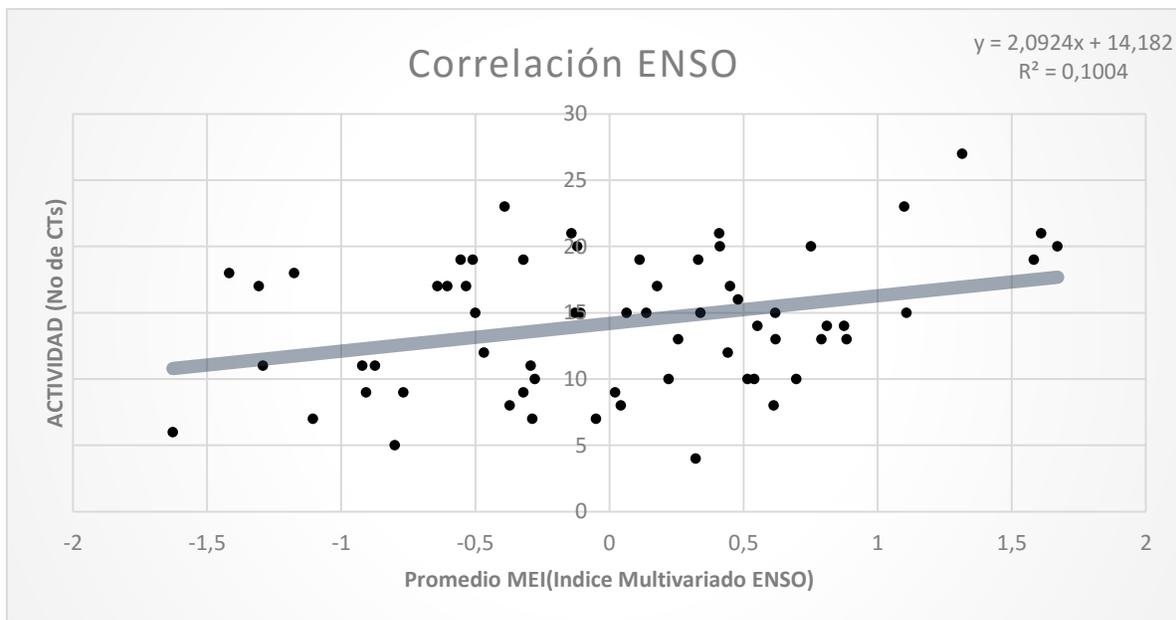


Figura 2.26 relación entre el número de CTs por año y el promedio por año de MEI (Índice Multivariado ENSO).

b) AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico)

El índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO por sus siglas en inglés) mide —a lo largo de períodos de 20 a 40 años— los cambios en la temperatura superficial y los cambios en la cizalladura vertical de los vientos horizontales que barren grandes zonas del Atlántico tropical.

Similarmente, también se elaboró el diagrama de dispersión entre el AMO y la actividad de CTs (figura 2.27). Los resultados muestran un mejor coeficiente de determinación (0.1604) y una relación inversa; es decir, los valores menores (mayores) del AMO corresponden a mayor (menor) número de CTs.

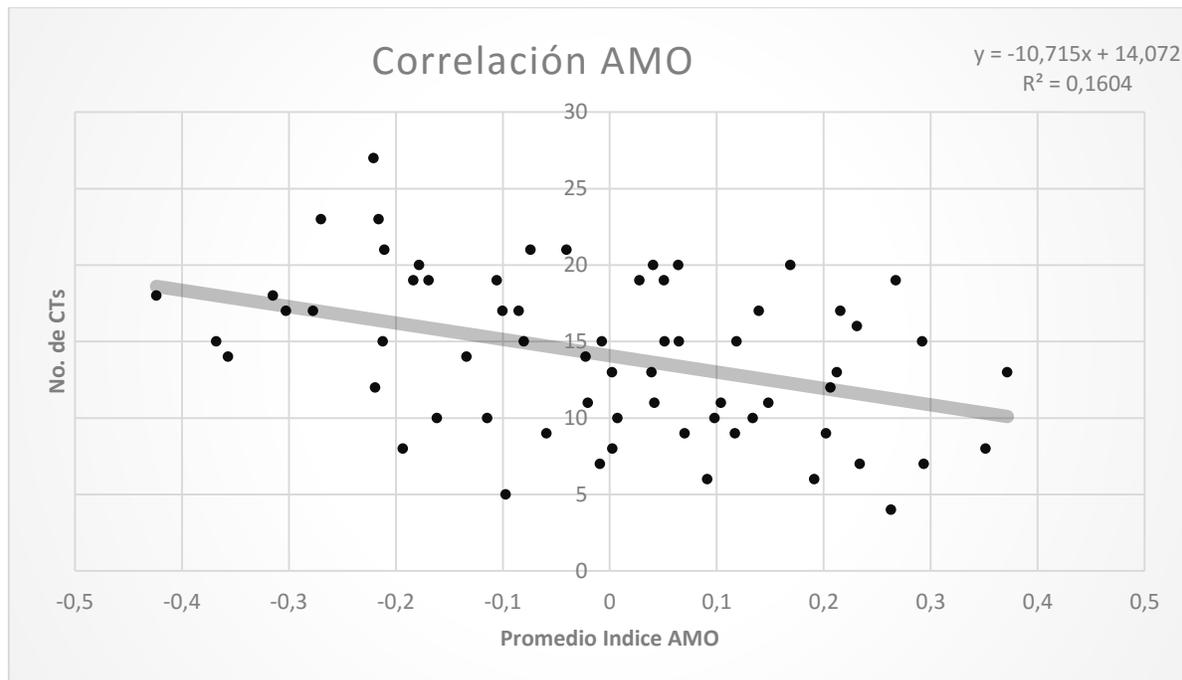


Figura 2.27 Relación entre el número de CTs por año y el promedio por año de Índice AMO.

c) PDO (Oscilación Decadal del Pacífico)

La oscilación decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) identifica la oscilación de las anomalías del océano Pacífico Norte que ocurren durante un período de 20 a 30 años. Existe una fuerte correlación entre la PDO y el ciclo de ENOS, ya que ambos alcanzan su magnitud máxima durante el invierno boreal (Zhang, Wallace y Battisti, 1997). A diferencia de ENOS, en los trópicos la señal característica de la PDO es secundaria.

El coeficiente de determinación entre las series del PDO y el número de CTs corresponde a 0.1551 (figura 2.28), viéndose una relación directa entre ellos; es decir, cuando el valor del PDO es mayor, aumenta el número de CTs.

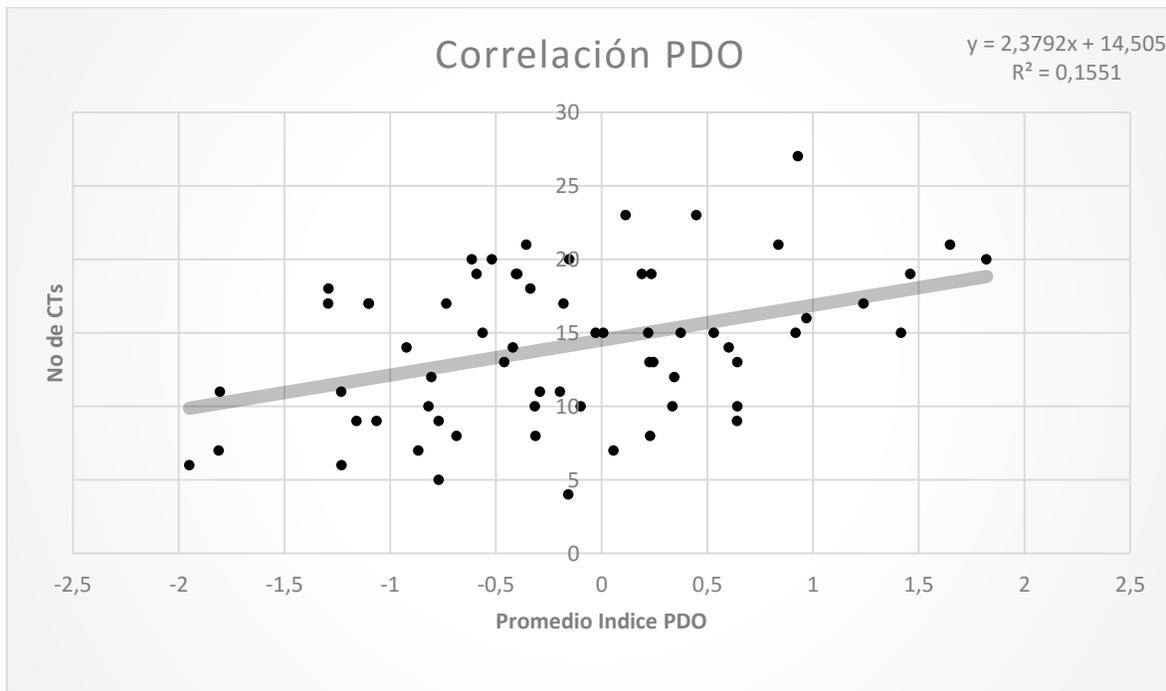


Figura 2.28 Relación entre el número de CTs por año y el promedio por año de Índice PDO



CAPÍTULO 3.- HURACANES EN MÉXICO

3.1 Huracanes que entran a tierra

3.2 Frecuencia

-Absoluta

-Porcentual

3.3 Entrada a tierra por categoría



3.1 Huracanes que tocan tierra

El Océano Pacífico Noreste tiene la mayor densidad de ciclones tropicales del mundo (Hernández C, 2001), y una vez que tocan tierra dan lugar a precipitaciones copiosas que, eventualmente, ocasionan inundaciones y deslizamientos de tierras. El Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN) y el Centro Nacional de Huracanes de EEUU (NHC) emiten pronósticos de trayectoria e intensidad para los ciclones activos, que ayudan a los encargados de Protección Civil a atender emergencias, elaborar alertas para el público. Sin embargo es necesario mejorar la precisión y confiabilidad de esos pronósticos para que la prevención de desastres sea más efectiva.

México es uno de los países más afectados por los ciclones tropicales y es quizá la única región que puede recibir efectos de ciclones provenientes de dos zonas ciclogénicas, la del Atlántico Norte y la del Pacífico Noreste, es por ello que las costas mexicanas no están libre de riesgo de los efectos de un ciclón tropical; Existe probabilidades de que en cada temporada, entre a tierra alguno de estos fenómenos tropicales.

En la vertiente del Pacífico, los ciclones presentan trayectorias que afectan las costas mexicanas, ya sea por moverse paralelos al continente o por penetrar directamente. Se puede afirmar que solo ocasionalmente algunas de estas perturbaciones adoptan trayectorias más hacia al norte o recurvan para llegar a las costas, desde Chiapas hasta Baja California, dado que durante el periodo de 1949-2013, solo tocaron tierras mexicanas un total de 138 ciclones tropicales de los 918 que se originaron en esta cuenca; esto es, aproximadamente un 15%.

En la figura 3.1 se puede apreciar el número de CTs que han penetrado al país por entidad federativa en el periodo estudiado. El estado más afectado por estos fenómenos es Baja California Sur y, el de menor afectación, es Nayarit; los rangos van de 40 a 1 respectivamente.

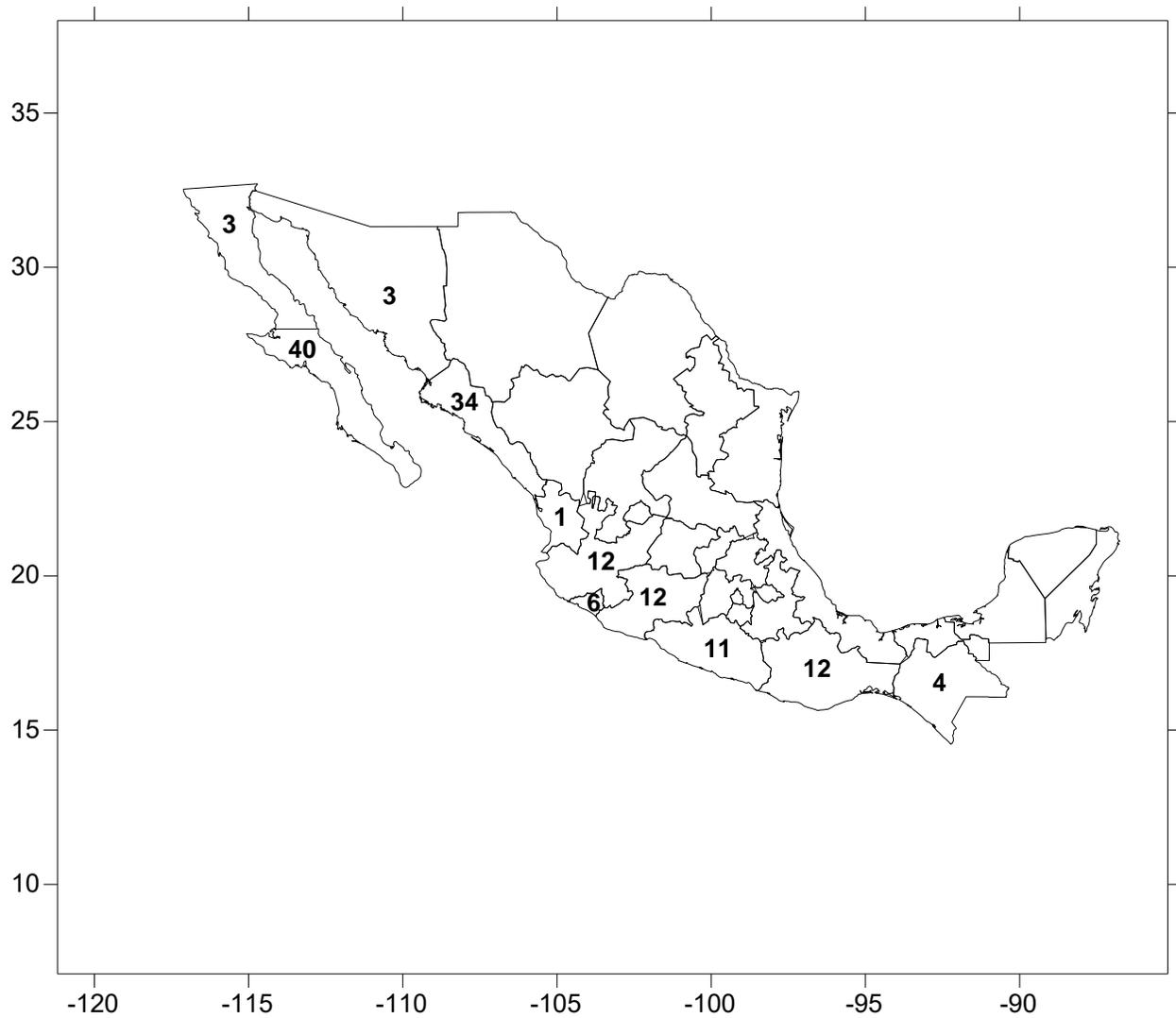


Figura 3.1. Huracanes que tocaron tierra en el periodo 1949-2013.

3.2 Frecuencia: Absoluta, Porcentual

Las entidades que presentan una mayor entrada de estos fenómenos fueron Baja California Sur con 40 (28.9%) y Sinaloa con 34(24.6%), seguidos por los estados de Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco con 12 (8.6%) ,11 (7.9%) ,12 (8.6%) y 12 (8.6%) respectivamente (figura 3.2).

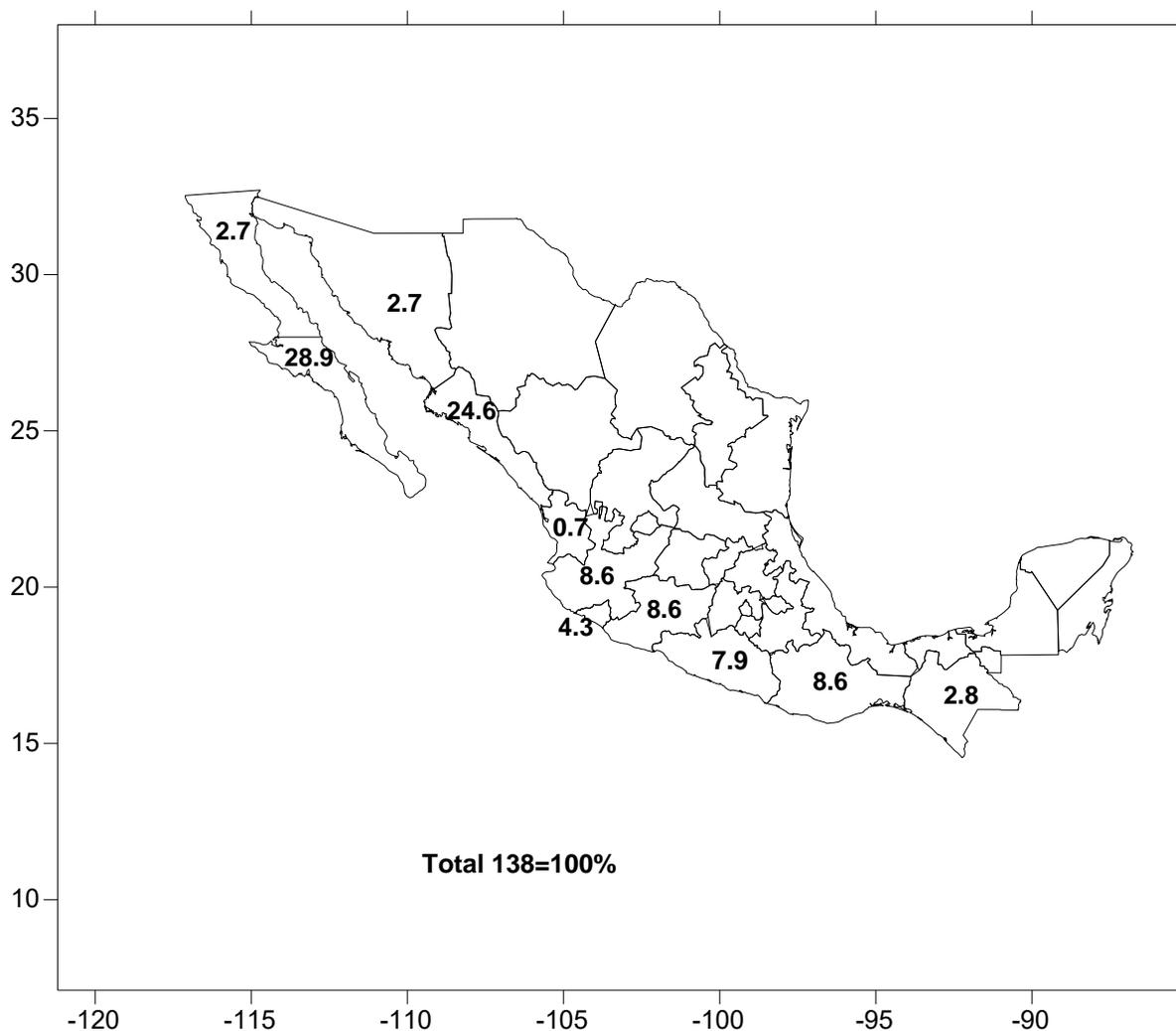


Figura 3.2. Frecuencia de huracanes que tocaron tierra en el periodo 1949-2013.

Dadas las características de daños con amplia distribución geográfica y los efectos sobre la población y la actividad económica, el enfrentar adecuadamente este tipo de emergencias, se requiere que todos los niveles de la sociedad se encuentren con una cultura de protección de CTs congruente con la importancia de este fenómeno en la vida de muchos mexicanos.

En contraste con otros fenómenos, en el caso de los ciclones tropicales siempre tendremos un cierto lapso de pre-aviso que permita tomar decisiones y realizar maniobras de prevención ante la emergencia.

En la actualidad, los pronósticos emitidos por el CNH abarcan un periodo de hasta 120 horas y, con la mejora de los modelos de pronóstico de trayectoria de huracanes y de pronóstico del tiempo, se tiene cada vez mayor precisión en el caso de la trayectoria y, continúan mejorando para la intensidad. Es decir, en la actualidad es prácticamente imposible que la entrada o cercanía de estos fenómenos tome desprevenida a la población.

3.3 Entrada a tierra por categoría

Esta sección se refiere sólo huracanes. La cantidad de daño causada por los huracanes es muy variable y depende de varios factores. Sin embargo, hay muchos otros factores que deben ser considerados, como las ráfagas de viento, el tamaño de la tormenta, el oleaje, las características del terreno, etc.

En 1972, el Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos aceptó una escala para daños debidos a los huracanes, ideadas por Herbert Saffir, y más tarde ampliada por Robert Simpson (Simpson, 1974; NOAA NWS NHC, 2010). Dicha escala llamada Saffir-Simpson, clasifica los ciclones tropicales según la intensidad del viento y describe los posibles daños. No se tiene en cuenta la cantidad de precipitación ni la situación, lo que significa que un huracán de categoría 3 que afecte a una gran ciudad puede causar muchos más daños que uno de categoría 5, pero que afecte a una zona despoblada. Operativamente, la asignación de la categoría se basa únicamente en la velocidad sostenida del viento.

Los datos presentados en la Tabla 8 se resumen por región en la Tabla 9. La línea inicial de la Tabla 8 es un recuento real del número de los huracanes que han afectado a México de 1949 a 2013. Las áreas geográficas se definen como: continental sur (estados de Chiapas, Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco), continental norte (estados de Nayarit, Sinaloa y Sonora), península sur (estado de Baja California Sur), y península norte (estado de Baja California Norte).

Por lo tanto, durante el periodo de 65 años (1949 hasta el 2013), un total de 79 huracanes han golpeado la costa mexicana. Esto es en promedio, un poco más de un huracán por año.

NOMBRE	AÑO	MES	ESTADO AFECTADO	CATEGORÍA
Sin nombre	1954	JUL	Jalisco	1
Sin nombre	1957	SEP	Michoacán	1
Sin nombre	1957	OCT	BCS	1
Sin nombre	1958	SEP	BCS	1
Sin nombre	1959	SEP	Jalisco	4
Doreen	1962	OCT	Sinaloa	1
Iva	1961	JUN	Guerrero	1
Tara	1961	NOV	Guerrero	1
Valerie	1962	JUN	Sinaloa	1
Emily	1963	JUN	Michoacán	1
Emily	1965	SEP	BC	1
Adele	1966	JUN	Michoacán	1
Fausto	1966	SEP	BCS.	3
Katrina	1967	AGO	BCS.	1
Olivia	1967	OCT	BCS.	3
Naomi	1968	SEP	Sinaloa	1
Jennifer	1969	OCT	Sinaloa	1
Agatha	1971	MAY	Michoacán	2
Lily	1971	AGO	Jalisco	1
Olivia	1971	SEP	BCS	3
Annette	1972	JUN	Colima	1
Joanne	1972	SEP	BC	2
Irah	1973	SEP	BCS	2
Dolores	1974	JUN	Guerrero	1
Norma	1974	SEP	Guerrero	1
Orlene	1974	SEP	Sinaloa	2
Olivia	1975	OCT	Sinaloa	2
Kathleen	1976	SEP	BCS.	1
Liza	1976	OCT	Sinaloa	4
Madeline	1976	SEP	Guerreo	4
Olivia	1978	SEP	Chiapas	1
Andrés	1979	MAY	Colima	2
Ignacio	1979	OCT	Guerrero	4
Norma	1981	OCT	Sinaloa	3
Otis	1981	OCT	Nayarit	1
Paul	1982	SEP	Chiapas	2

Tabla 8. Listado cronológico de huracanes y los estados costeros afectados, desde 1949 hasta 2013.

NOMBRE	AÑO	MES	ESTADO AFECTADO	CATEGORÍA
Adolph	1983	MAY	Jalisco	2
Tico	1983	OCT	Sinaloa	4
Genevieve	1984	JUL	BCS	3
Norbert	1984	SEP	BCS	4
Odile	1984	SEP	Guerrero	2
Polo	1984	OCT	BCS	1
Waldo	1985	OCT	Sinaloa	2
Newton	1986	SEP	Sonora	1
Paine	1986	SEP	Sinaloa	2
Roslyn	1986	OCT	Sinaloa	4
Eugene	1987	JUL	Jalisco	2
Cosme	1989	JUN	Guerrero	1
Kiko	1989	AGO	BCS	3
Raymond	1989	SEP	BCS	4
Lester	1992	AGO	BCS	1
Virgilio	1992	OCT	Colima	4
Winifred	1992	OCT	Colima	3
Calvin	1993	JUL	Jalisco	2
Hilary	1993	AGO	BCS	3
Lidia	1993	SEP	Sinaloa	4
Rosa	1994	OCT	Sinaloa	2
Ismael	1995	SEP	Sinaloa	1
Boris	1996	JUN	Guerrero	1
Hernan	1996	SEP	Jalisco	1
Nora	1997	SEP	BCS	4
Pauline	1997	OCT	Oaxaca	4
Rick	1997	NOV	Oaxaca	2
Isis	1998	SEP	Sinaloa	1
Juliette	2001	SEP	BCS	4
Ignacio	2003	AGO	BCS	2
Marty	2003	SEP	BCS	2
Nora	2003	OCT	Sinaloa	2
Olaf	2003	OCT	Colima	1
Jhon	2006	AGO	BCS	4
Lane	2006	SEP	Sinaloa	3
Norbert	2008	OCT	BCS	4
Jimena	2009	AGO	BCS	4
Rick	2009	OCT	Sinaloa	5
Jova	2011	OCT	Jalisco	3
Carlotta	2012	JUN	Oaxaca	2
Paul	2012	OCT	BCS	3
Barbara	2013	MAY	Chiapas	1
Manuel	2013	SEP	Michoacán	1

Tabla 8. Continúa.

Toda información de la tabla 8 se ha resumido ahora en la tabla 9, se definen 4 zonas: *Continental Sur* (estados de Chiapas, Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco), *Continental Norte* (estados de Nayarit, Sinaloa y Sonora), *Península Sur* (estado de Baja California Sur), y *Península Norte* (estado de Baja California Norte).

	Número de Categoría					Todos
	1	2	3	4	5	
México	32	19	11	16	1	79
Continental Sur	17	9	2	5	0	33
Continental Norte	8	6	2	4	1	21
Península Sur	6	3	7	7	0	23
Península Norte	1	1	0	0	0	2

Tabla 9. Número de huracanes que han golpeado México, desde 1949 hasta 2013, clasificados según la escala Saffir-Simpson.



CAPITULO 4. - CONCLUSIONES



Conclusiones

La importancia del estudio de los ciclones tropicales radica en que estos afectan al país y causan severas pérdidas tanto humanas como económicas. Conocer el lugar de origen, trayectoria, intensidad, duración y lugares de entrada a tierra, proporciona una forma de estar preparados para su llegada dependiendo de la época del año en que se presentan.

Se ha usado el registro de CTs conocido como Best-Track, en el cual solo aparecen aquellos que alcanzaron por lo menos la categoría de Tormenta Tropical. En el periodo de 65 años (1949-2013), se encontró un total de 918 eventos.

La región del PNE con mayor cantidad de origen de CTs, se encuentra localizada en una franja entre 15 y 20°N y 95 y 110°W, de lo cual se puede decir que es en esta zona donde se localizan las mejores condiciones para su desarrollo: temperatura por encima de los 26°C, menor cizallamiento del viento, el paso de depresiones (u ondas del este) y zonas de nubosidad.

En cuanto a la disipación, la franja se ha recorrido hacia el norte (de 20 a 25°N), lo cual nos da una confirmación de que en este océano, la presencia de la corriente de agua fría conocida como Corriente de California es decisiva en el desarrollo y sustento de sistemas tropicales, provocando tanto una disminución en la temperatura de la superficie oceánica como en la del aire adyacente. Esto es claro al observar detenidamente que en los alrededores de la Península de Baja California, es un número considerable de sistemas que se disipan.

Las tormentas y huracanes del PNE, inician en la segunda quincena de mayo (día 15) y terminan el último día de noviembre, siendo en el 28 de agosto el día que estadísticamente se han originado mayor cantidad de eventos (14), siendo este el día de la temporada en que se presenta la inflexión de la curva; es decir antes de este día, el número de sistemas originado es creciente y después, decreciente. La curva de eventos disipados por día es similar, con la diferencia de que es el 6 de septiembre cuando se encuentra el máximo, aunque el 21 de julio presenta un máximo de la misma magnitud.

El rango de actividad anual oscila entre de 4 CTs en 1953 a 27 en 1992; 9 años han tenido más de 19 CTs y 10 años han estado por debajo de 9; mientras que existen 8 años en que se presenta exactamente esta cantidad de tormentas; Junio, julio, septiembre, octubre y diciembre son más activos durante años de actividad alta, mayo, agosto, septiembre y noviembre son más activos en años de actividad baja. Agosto es el mes más activo en todo el periodo.

La mayor cantidad de sistemas es evidente en las décadas de los 80 y 90, situación que, según algunos autores (Kleeman, 1999; Allan, 2000; Xu, M., Q. Yang, Y. Duan y M. Ying, 2006), está relacionada con la presencia de numerosos eventos de El Niño, que producen una disminución en el Atlántico pero un aumento en el Pacífico Noreste.

La distribución mensual tiene el máximo en agosto; los únicos meses en los que no se han presentado ciclones tropicales son febrero y abril; en enero y marzo hay un caso y en diciembre 2. Septiembre es el mes más activo con una probabilidad alta (98%) de observar al menos un ciclón tropical. En el periodo de 1949-2013 hay seis años en que septiembre fue visitado por seis CTs; agosto tiene nueve años con este mismo número. Los CTs son más comunes en mayo que en noviembre.

La duración de la temporada de huracanes, está fuertemente influida por la fecha de inicio, a una temporada extensa, corresponde generalmente un inicio temprano y viceversa. Aunque, no necesariamente se cumple que la más larga es la que empezó más temprano o terminó más tarde.

La temporada más intensa en promedio, de acuerdo con la definición propuesta, sucedió en 2011 (100.45kt) a pesar de haber contenido solo 11 sistemas; a diferencia de 1992 (79.81kt) con 27 sistemas. En este parámetro, es importante notar que, nuevamente en la época pre-satelital, la intensidad es baja en comparación con la satelital; sin embargo, es a finales de los 80 y principios de los 90 cuando se presentan las temporadas más intensas.

Los rangos de duración promedio anual van desde 2 días en 1956 y 1961 respectivamente a un máximo de 8 días y medio en 1997 con un promedio en conjunto de 6 días que se asemeja al promedio de duración de los 918 CTs del periodo en estudio obteniéndose un valor de 6 días. La duración más común es de 4 a 5 días. En promedio los CTs durante agosto son los más largos, los CTs de julio y septiembre duran más que los CTs de mayo, junio, octubre y noviembre. La tendencia al aumento en la duración de los CTs, está fuertemente afectada por la corta duración en la época pre-satelital.

La trayectoria de los CTs, aunque presenta la misma característica general de asemejarse a una parábola, presenta la peculiaridad de que es muy corta, debido a la presencia de la corriente de California que produce un rápido decaimiento de los sistemas. En general puede decirse que, mientras más cercanos a la costa se originen, mayor es la probabilidad de que penetren a tierra; en caso contrario, su trayectoria será trasladarse hacia el oeste.

La relación de los CTs en la cuenca del Pacífico Noreste, con la superficie de la temperatura del mar en diferentes zonas del mundo (El Niño, AMO y PDO), nos indica que no hay una correlación lineal; sin embargo, los valores no son despreciables (0.32, -0.40 y 0.39 respectivamente). La coincidencia entre una fase positiva entre El Niño y la PDO, con una fase negativa de la AMO, pueden contribuir a una temporada activa de CTs. La combinación de estos tres (entre otros) forzantes pueden ayudar en el pronóstico de la actividad de CTs en el Pacífico Noreste

Durante el periodo de 1949-2013 tocaron tierras mexicanas un total de 138 ciclones tropicales, de los cuales 79 alcanzaron la categoría de huracán, esto es en promedio, un poco más de un huracán por año. Las entidades con mayor entrada fueron Baja California Sur y Sinaloa, seguidos por los estados de Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco. Chiapas, a pesar de ser uno de los estados con mayor precipitación del país, no es afectado frecuentemente por la entrada directa de estos fenómenos.

Referencias bibliográficas

Allan, R. J., 2000: ENSO and climatic variability in the past 150 years. *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Its Impacts on Natural Ecosystems and Society*, H. F. Diaz and V. Markgraf, Eds., Cambridge University Press, 3-55.

Avila, L. A., and R. J. Pasch, 1995: "Atlantic tropical systems of 1993" *Mon. Wea.Rev.*, 123, pp.887-896

Avila, L. A. y R. J. Pasch, 1992: Atlantic tropical systems of 1991. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2688-2696.

Bernhard Haurwitz, 1935: The height of tropical cyclones and of the "eye" of the storm. *Mon. Wea. Rev.*, 63, 45–49.

Blake, Eric S; Gibney, Ethan J; Brown, Daniel P; Mainelli, Michelle; Franklin, James L; Kimberlain, Todd B; Hammer, Gregory R (2009). *Tropical Cyclones of the Eastern North Pacific Basin, 1949-2006* (PDF). Archived from the original on July 28, 2013. Retrieved June 14, 2013.

Bravo, L. C.: Features of the 1999 tropical cyclones season in Mexico and North America, Central America and Caribbean Countries. *Revista Geográfica*, 130, 61-77, 2001. (In Spanish)

Camargo, S. J. and S. E. Zebiak, 2002: improving the detection and tracking of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. *Wea. Forecasting*, 17, 1152-1162.

Camargo, S. J., A. W. Robertson, S. J. Gaffney, P. Smyth, and M. Ghil, 2007b: Cluster analysis of typhoon tracks: Part II: Largescale circulation and ENSO. *J. Climate*, 20, 3654-3676.

Camargo, S. J., A. W. Robertson, A. G. Barnston, and M. Ghil, 2008: Clustering of eastern North Pacific tropical cyclone tracks: ENSO and MJO effects. *Geochem. Geophys. Geosys.* 9, Q06V05, doi: 10.1029/2007GC001861.

Carl J. Schreck III, Kenneth R. Knapp, and James P. Kossin, 2014: The Impact of Best Track Discrepancies on Global Tropical Cyclone Climatologist using IBTrACS. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 3881–3899.

Chan, J. C. L., J. Shi y C. Lam, 1998: Seasonal forecasting of tropical cyclone activity over the western North Pacific and the South China Sea. *Wea. Forecasting*, 13, 997-100

Challa, M., R. L. Pfeffer, Q. Zhao y S. W. Chang, 1998: Can eddy fluxes serve as a catalyst for hurricane and typhoon formation? *J. Atmos. Sci.*, 55, 2201-2219.

DeMaria, M.:1996,"The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change", *J. Atmos. Sci* 53, 2076-2087.

Diaz, M. y A. Aiyyer, 2012: Energy dispersion in African easterly waves, *J. Atmos., Sci.*, in press.

Dickinson, M., J. Molinari, 2002: Mixed rossby–gravity waves and western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic Evolution. *J. Atmos. Sci.*, 59, 2183-2196

Douglas AV, Englehart PJ. 2002. Warm season rainfall in eastern Mexico: interannual variability of tropical cyclone and non-tropical cyclone rainfall as modulated by ENSO and the AMO. In *Proceedings of the 26th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, La Jolla, CA. US Department of Commerce, NOAA: Washington, DC.

Dunn, G. E., HAZEL Hurricane. In – Caribbean Hurricane Seminar, Ciudad Trujillo, Feb. 1956, final Report. 1956. P. 205-22

Elsner, J. B. and Kara, A. B.: Hurricanes of the North Atlantic: climate and society, Oxford University Press, New York, USA, 1999.

Elsner, J. B., K.-B. Liu, B. Kocher, 2000, "Spatial variations in major U.S. hurricane activity: statistics and a physical mechanism," *Journal of Climate*, 13:2293-3005.

Emanuel, K.A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady –state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43,585-605.

-1995: the behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud –layer entropy equilibrium. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3959-3968

Eric D. Rappin, David S. Nolan and Kerry A. Emanuel: Thermodynamic control of tropical cyclogenesis in environments of radiative-convective equilibrium with shear, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Q. J. R. Meteorol. Soc.136: 1954 – 1971, October 2010 Part B

Ferreira, R. N., W. H. Schubert, 1997: Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *J. Atmos. Sci.*, 54, 261-285

Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1119-1135.

Fujiwhara S., 1931. Short note on the behavior of two vortices. *Proc. Phys. Math. Soc. Japan, Ser. 13*, 106–110

Gray, W. M. *Mon. Weather Rev.* **112**, 1649 (1984)

Gray, W. M.: 1968, "Global view of the origins of tropical disturbances and storms". *Mon. Wea Rev.* 96, 669-700.

Goldenberg, Christopher W. Landsea, Alberto M. Mestas-Nuñez, William M. Gray. Stanley B. 2001. The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. *Science* 20 Jul 2001:Vol. 293, Issue 5529, pp. 474-479 DOI: 10.1126/science.1060040

Gutzler, D. S., Woo, K. M., Ritchie, E. A., Douglas, A. V. and Lewis, M. D.: Interannual variability of tropical cyclone activity along the Pacific coast of North America, *Atmosphere*, vol. 26, no. 2, 149-162, 2013

Harry f. Hawkins and Daryl T. rubsam "Hurricane Hilda 1964 II .structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964". National Hurricane research laboratory, research laboratories, ESSA, Miami. Flo

Jarvinen, B. R., C. J. Neumann, and M. A. S. Davis, 1984: A tropical cyclone data tape for the North Atlantic Basin, 1886-1983: Contents, limitations, and uses. NOAA Technical Memorandum NWS NHC 22, Coral Gables, Florida, 21 pp

Jeffrey D. Kepert: Tropical Cyclone Structure and Dynamics. Centre for Australian Weather and Climate Research, Bureau of Meteorology, Melbourne Vic 3000, Australia

Johnny C L Chan, Jeffrey D Kepert. "Global Perspectives on Tropical Cyclones". World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate: Volume 4

Jordan C. L. And Te-chun Ho, 1962: Variations in the annual frequency of tropical cyclones, 1886–19581. *Mon. Wea. Rev.*, 90, 157–164.

Juan José Morales Barbosa: Selvas, mares y huracanes, Volumen 14 de Biblioteca básica de Yucatán, coordinación editorial .Secretaría de Educación del Gobierno del Estado de Yucatán. 2012

Kleeman, R., J. P. McCreary Jr y B. A. Klinger, 1999: A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1743–1746

Mantua, N.J. and S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, pp. 1069-1079.

María Eugenia Hernández cerda, Enrique Azpra Romero: *Los ciclones tropicales en México*. P. y V. editores. 2001.49

Molinari, J., D. Vollaro, 2000: Planetary-and synoptic-scale influences on eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3296-3307

Mosiño P. A. , T. Morales A., 1988, *Los ciclones tropicales, el Niño y las lluvias en Tacubaya*, D.F. *Rev. Geofísica internacional*. Vol. 27 número 1

NOAA NWS National Hurricane Center, 2010: The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale Summary Table. Se puede obtener en

http://www.nhc.noaa.gov/sshws_table.shtml?large

Pielke (Jr), R. A., 2007. Future economic damage from tropical cyclones: sensitivities to societal and climate change. *Phil. Trans. R. Soc. A*. doi: 10.1098/rsta2007.2086, pp. 1-13.

Sheinbaum, Julio; 2003: Current theories on El Niño-Southern Oscillation: A review *Geofísica Internacional*, vol. 42, núm. 3, july-september, pp. 291-305. Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México.

Simpson, R.H. 1974: The hurricane disaster potential scale. *weatherwise*, 27, 109-186.

Schubert, W. H., P. E. Ciesielski, D. E. Stevens y H. C. Kuo, 1991: Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley Circulation. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1493-1509.

Thatcher, L. and Z. Pu, 2013: Evaluation of tropical cyclone genesis precursors with relative operating characteristics (ROC) in high-resolution ensemble forecasts: Hurricane Ernesto. *Tropical Cyclone Research and Review*, 2 (3): 131-148

World Meteorological Organization: *Global guide to Tropical Cyclone forecasting*, WMO/TD-No. 560, TCP - 31, 1993.

Xu, M., Q. Yang, Y. Duan y M. Ying, 2006: Temporal Variance of Typhoon Disasters in Recent Six Centuries in Shanghai and Preventing, Mitigating Strategies. *Proc. 27th AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Monterey, CA, American Meteorological Society

Zhang, Y., J.M. Wallace, D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, 10, 1004.

https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/navmenu.php?tab=9&page=1.0.0