



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

PERTURBACIONES TROPICALES/SUBTROPICALES PRECURSORAS DE CICLONES SOBRE EL PACIFICO SURORIENTAL

POR

CHRISTIAN ALEXANDER SEGURA GUZMÁN

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísico

Profesor Guía:

Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión Evaluadora:

Dr. Martin Jacques Coper - Dr. Roberto Rondanelli Rojas

Julio, 2019

CONCEPCIÓN, CHILE

©2019 CHRISTIAN ALEXANDER SEGURA GUZMÁN

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**PERTURBACIONES
TROPICALES/SUBTROPICALES
PRECURSORAS DE CICLONES
SOBRE EL PACIFICO SURORIENTAL**

POR

CHRISTIAN ALEXANDER SEGURA GUZMÁN

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor Guía:

Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión Evaluadora:

Dr. Martin Jacques Coper - Dr. Roberto Rondanelli Rojas

Julio, 2019

CONCEPCIÓN, CHILE

Índice general

Índice general	I
Índice de cuadros	III
Índice de figuras	v
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. Hipótesis	3
2. Antecedentes bibliográficos	5
2.1. Ciclones	6
2.1.1. Diferenciación entre ciclones tropicales y extratropicales	7
2.1.2. Eventos de estudio	14
3. Metodología	19
3.1. Datos	20
3.1.1. Datos de reanálisis Era Interim	20

3.2. Detección de ciclones y tracking	21
3.2.1. Identificación de sistemas de baja presión	22
3.2.2. Algoritmo de tracking	23
3.2.3. Criterios de búsqueda	25
3.3. Parámetros de Hart	26
3.3.1. Parámetro B : asimetría termal	27
3.3.2. Parámetro $-V_T^L$ y $-V_T^U$ (núcleo frío vs cálido)	31
3.3.3. Construcción diagrama de fase	34
3.4. Clusters	37
3.4.1. Modelos de mezcla	37
3.4.2. Modelo estándar de regresión mixta	40
3.4.3. Algoritmo de Expectación-Maximización	42
4. Análisis y resultados	45
4.1. Caso de estudio: Ciclón subtropical Lexi	45
4.2. Ciclones en la región	54
4.3. Climatologías	59
4.3.1. Relación con ENOS	62
4.4. Parámetros de Hart	63
4.5. Percentil 50: eventos intensos vs no intensos	66
4.6. Clustering	68
4.7. Compuestos de gran escala	74
5. Conclusiones	77

Índice de cuadros

4.1. Ocurrencia promedio de eventos, desviación estándar y porcentaje de ocurrencia respecto de la ocurrencia promedio anual (18,77 eventos), para las estaciones del año (DJF, MAM, JJA, SON) y el periodo de máxima ocurrencia (MJJA*).	60
4.2. Valores promedios de presión, viento promedio y duración del 10 % mas intenso y 10 % menos intenso.	62
4.3. Cantidad de miembros por cluster, porcentaje relativo al 50 % mas intenso y al total.	72

Índice de figuras

2.1. Esquemas de un ciclón tropical (izquierda) y extratropical (derecha) convencionales. Paneles superiores muestran mapas horizontales de temperatura en superficie, presión y campos de viento. Colores indican la temperatura (azul 15°C, azul/verde 20°C, verde 25°C). Esquemas de la parte inferior muestran mapas verticales de las superficies de presión, anomalías de temperatura y circulación en la superficie y la tropopausa. Imagen tomada desde: http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A7.html	11
2.2. Comparación del modelo de ciclogénesis noruego y el modelo de Shapiro-Keyser. Ambos esquemas representan la altura geopotencial de la troposfera inferior (por ejemplo, 850 hPa) y temperatura potencial. Tomada y modificada desde <i>Schultz et al. (1998)</i> [21].	13
2.3. Afinamiento de una vaguada tropical de altura sobre el Pacífico Sur a mediados de diciembre del 2006. Columna (a) muestra el instante previo a este afinamiento, mientras que la columna (b) muestra la vaguada afinada. Planos inferiores muestran la superficie, planos centrales muestran altura geopotencial [dam] en contornos rojos al nivel de 200 hPa y planos superiores nubosidad asociada a la vaguada. Línea segmentada azul marca el eje de la vaguada, contorno rojo segmentado la zona de convergencia asociada, línea rosada muestra el jet, zonas difuminadas de color gris/negro muestran nubosidad y flechas de color verde el tope de la misma. Figuras modificadas desde <i>Galvin (2008)</i> [24].	17
3.1. Ilustración esquemática del procedimiento de identificación de ciclones. Figura tomada desde <i>Wernli y Schwierz 2006</i> [27].	23

- 3.2. Ilustración esquemática del procedimiento de tracking de ciclones. Puntos azules representan una pista de ciclón ya existente. Flecha roja apunta a la posición aproximada proyectada del centro del ciclón en el siguiente paso de tiempo. Contorno segmentado azul marca la posición de un centro de ciclón existente dentro de la región de búsqueda de color rosa. 25
- 3.3. Regiones de interés para la búsqueda de ciclones. Área encerrada en azul marca la zona de génesis y área encerrada en rojo la zona de lisis. 26
- 3.4. Esquema para el cálculo del parámetro B en la capa 900-600 hPa, siguiendo la dirección de movimiento. 29
- 3.5. Esquema del parámetro B para los estados de formación, madurez y decaimiento en un ciclón convencional tropical y extratropical. El parámetro se mantiene cercano a 0 durante todo el ciclo de vida en el ciclón tropical, mientras que varía en un ciclón extratropical, disminuyendo desde el estado de formación al de decaimiento. 30
- 3.6. Ejemplos de espesores de 900-600 hPa (sombreados) para (a) ciclón tropical térmicamente simétrico (no frontal) (Huracán Floyd el 14 de septiembre de 1999) y (b) ciclón extratropical térmicamente asimétrico (frontal) (Superbomba de Cleveland el 26 de enero de 1978). Figura modificada desde *Hart (2003)* [28]. 31
- 3.7. Esquema para los cálculos de $-V_T$. Primera columna muestra el cálculo. Segunda columna las diferencias de altura geopotencial medidas entre el contorno de 500 km y el centro del ciclón. Tercera columna muestra las anomalías de altura geopotencial. Fila superior para un ciclón tropical convencional. Fila inferior para un ciclón extratropical convencional. 33
- 3.8. Derivación de los parámetros $-V_T$ para (a) Huracán Floyd (núcleo cálido) y (b) Superbomba de Cleveland (núcleo frío). Cuadros izquierdos muestran la sección transversal longitudinal (Z [m] (contornos sólidos cada 2000 m)) y anomalías de media zonal (líneas punteadas en m). Líneas verticales indican el radio de 500 km. Cuadros derechos muestran la diferencia de altura (ΔZ) dentro de este radio. Figura tomada desde *Hart (2003)* [28]. 34
- 3.9. Espacio de fase para un ciclón. 35
- 3.10. Posición de ciclones convencionales a través del espacio de fase. 36

4.1. Imagen IR (infrarrojo) canal 13 satélite GOES-16, 08 de mayo de 2018 02:45UTC.	46
4.2. Diagrama de fase ciclón subtropical Lexi. Cuadro superior muestra la sección $-V_T^L$ vs B y cuadro inferior la sección $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. Colores indican presión en superficie. Tamaño de los círculos viento máximo en un radio de 500km. Letra “S” indica el inicio de la trayectoria y letra “E” el final de la misma. Números de color violeta indican horas desde inicio del evento. La curva fue suavizada mediante una media móvil de 24 hrs.	49
4.3. Presión a nivel del mar (hPa) para el ciclón subtropical Lexi. La figura sigue el centro de mínima presión asociado al ciclón en un radio de 15° . Vectores indican viento a 850 hPa.	50
4.4. Temperatura de brillo [K] para el ciclón subtropical Lexi, la figura sigue el centro de mínima presión asociado al ciclón en un radio de 15°	51
4.5. Cuadro (a) muestra el meteograma para el ciclón subtropical Lexi, colores indican humedad relativa [%], contornos temperatura [$^\circ\text{C}$]. Cuadros (b,c,d) la altura geopotencial a 300 hPa (colores), y trayectoria del ciclón durante todo su ciclo de vida, letra “S” denota el inicio del evento y “E” el final. Cuadro (e) la curva de presión a nivel del mar en hPa (azul) e intensidad del viento en superficie en m/s (naranja). Cuadros (a) y (e) siguen el centro de mínima presión asociado al ciclón promediando en un radio de 500 km. Líneas verticales verdes indican momentos a evaluar. Estrellas rosa la posición del ciclón en superficie.	53
4.6. Tracks de ciclones durante el periodo 1979-2018 (a) y sus respectivas posiciones de génesis (b).	54
4.7. Posiciones de génesis de ciclones durante el periodo 1979-2018. Colores rojo, verde, azul y amarillo para las estaciones DJF, MAM, JJA, SON respectivamente (a). Colores en rojo para los años previos al 2000 y azules para años posteriores (b).	56
4.8. Igual a la Figura 4.7, pero para posiciones de tracks.	57
4.9. Densidad de tracks en grillas de $2^\circ \times 2^\circ$. Colores indican el número de veces que las trayectorias pasan por una grilla.	58
4.10. Número de ciclones por año (a) y mes (b).	60

- 4.11. Velocidad promedio (a) e intensidad máxima alcanzada por los ciclones (b). 61
- 4.12. Diferencia entre el número de ciclones formados bajo condiciones de El Niño y La Niña (línea de color negro) y significancia del 5 % (líneas de color rojo). Cuadro (a) por longitud y cuadro (b) por latitud. . . . 63
- 4.13. Sección vertical a través del espacio de fase $-V_T^L$ vs B en los tiempos de génesis. Posición promedio círculo solido azul. Cuadrado encierra la desviación estándar. 64
- 4.14. Espacio de fase para los tracks de ciclones. Colores indican densidad del conteo de tracks que pasan por el grillas de 10x10. Cuadro (a) $-V_T^L$ vs B. Cuadro (b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$ 65
- 4.15. Presión promedio en el espacio de fase para los tracks de ciclones. Colores indican presión en hPa sobre grillas de 10x10. Cuadro (a) $-V_T^L$ vs B. Cuadro (b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$ 66
- 4.16. Series de presión para los tracks centrados en el mínimo de presión alcanzado durante su trayectoria. Eje x muestra el offset (desplazamiento) en horas respecto del momento en que se alcanza el mínimo de presión. Color rojo denota el 50 % de los tracks menos intensos y color azul el 50 % de los tracks más intensos, medidos a partir del percentil 50. Línea vertical negra marca el offset de 0 horas. 67
- 4.17. Diferencia de densidad de tracks en espacio de fase, sección $-V_T^L$ vs B cuadro (a) y sección $-V_T^L$ vs $-V_T^U$ cuadro (b). Los planos muestran la resta entre la densidad asociada al 50 % de los ciclones más intensos y la densidad del 50 % menos intenso. Colores indican la diferencia entre el número de puntos acumulados por cada grupo (50 % superior y 50 % inferior) en grillas de 10x10. 68
- 4.18. Curvas de regresión encontradas por el método de clustering para el 50 % de los ciclones más intensos, de acuerdo a la clasificación hecha en la Figura 4.16. Círculo sólido indica el final de la respectiva trayectoria. 71
- 4.19. Cantidad de ciclones ocurridos por año (a) y mes (b) para cada uno de los grupos del cluster. Ultimo cuadro tanto de (a) como (b) muestra la cantidad total (análogo a la Figura 4.10). 73

4.20. Deformación zonal por estiramiento para viento zonal a 200 hPa. Marcas con “X” indican las posiciones de génesis para cada uno de los miembros del respectivo grupo.	75
4.21. Igual que la Figura 4.20 pero para anomalías zonales de presión en superficie.	76

Capítulo 1

Introducción

El 8 de mayo de 2018 un ciclón de características tropicales/subtropicales fue detectado en el extremo Este del Océano Pacífico, alcanzando tal categoría al Este del límite oriental oficial de la cuenca del Pacífico Sur de 120°W e iniciando como perturbación en zonas tropicales/subtropicales. La costa oeste de Sudamerica, en específico la región costera de Chile es con frecuencia azotada por lluvias de diversos orígenes, la mayoría de estas debido a tormentas frontales asociadas a ciclones de tipo extratropical que se hacen más frecuentes en el periodo de invierno en los meses de abril a septiembre (*Falvey y Garreaud (2007)* [1]) debido al retroceso invernal del anticiclón del Pacífico Sur que prevalece sobre la región durante el verano (*Saavedra y Foppiano (1992)* [2]). En la literatura no se tiene registro de tormentas asociadas a ciclones que lleguen a la costa del Pacífico Suroriental desde regiones más tropicales o no asociadas a la trayectoria de las tormentas en latitudes medias y altas. Y el evento del 8 de mayo no fue causante de precipitación alguna sobre la costa chilena, pues su trayectoria aunque estacionaria por momentos, describió una curva que siguió los flujos característicos del oeste y posteriormente se desplazó de forma paralela a la costa en dirección Norte donde terminó decayendo al mezclarse con aire

circundante más cálido. Aunque extraño y poco común, este fenómeno resulta ser el segundo de su tipo, pues una zona de génesis y trayectoria similar fue mostrada por el ciclón subtropical Katie¹ en 2015 el cual tampoco llegó a tocar tierra continental. Sin embargo estos casos más extremos (en cuanto a sus características dinámicas) marcan un precedente para la génesis de ciclones que parten como perturbaciones en latitudes bajas y llegan al menos hasta el sector oceánico frente a Chile.

Con el fin de describir estas perturbaciones y posteriores depresiones de origen tropical/subtropical se utilizarán una serie de análisis que permitirán hacer una climatología de los eventos y obtener una definición de su estructura y las características sinópticas que preceden su formación, desarrollo, maduración y decaimiento.

1.1. Objetivos

De esta forma los objetivos quedan determinados como

1.1.1. Objetivo general

Obtener una mejor comprensión del fenómeno, describiendo estas perturbaciones de origen tropical/subtropical en cuanto a su evolución y ocurrencia, proponiendo una definición más amplia de estos sistemas al identificar patrones sinópticos recurrentes a los que se pueda asociar su génesis y desarrollo.

¹Diamond, Howard J (August 25, 2015). “Review of the 2014/15 Tropical Cyclone Season in the Southwest Pacific Ocean Basin”. Climate Program Office. National Oceanic and Atmospheric Administration.

1.1.2. Objetivos específicos

1. Generar un conjunto de trayectorias de ciclón.
2. Analizar un caso de estudio.
3. Realizar una climatología de los eventos.
4. Identificar grupos dentro de los eventos a modo de diferenciar casos levemente distintos.
5. Identificar las estructuras de gran escala asociadas a la génesis de estos eventos.

1.2. Hipótesis

Existen sistemas de bajas presiones que llegan a la costa del Pacífico Suroriental con un origen distinto a las perturbaciones baroclinicas de latitudes medias, exhibiendo características propias en su formación y ocurrencia.

Capítulo 2

Antecedentes bibliográficos

Existen dos motivos por los que no se han reconocido más tormentas de origen tropical o subtropical en algunas cuencas oceánicas: falta de un organismo que las reconozca oficialmente y las condiciones termodinámicas que favorezcan su desarrollo.

En nuestra región una de las razones por las que nunca se ha nombrado un ciclón tropical o subtropical es porque no hay una entidad capaz de realizar la tarea, pues no existe un Centro Meteorológico Especializado Regional (CMRE²) específicamente a cargo del Océano Pacífico Suroriental, esta es la razón por la cual los ciclones subtropicales Katie y Lexi (nombrados de forma extraoficial) fueron excluidos en los listados de temporadas de ciclones respectivos^{3 4}.

La segunda de las razones es que el Pacífico Suroriental es un pésimo lugar para la

²Responsable de la distribución de información, consejos y advertencias en relación con el programa específico del que forman parte, por consenso en la Organización Meteorológica Mundial, como parte de la Vigilancia Meteorológica Mundial.

³Fiji Meteorological Service (FMS)

⁴Meteorological Service of New Zealand Limited (MetService)

formación de estos sistemas. Las temperaturas del agua luchan por alcanzar temperaturas que ayuden a su formación, incluso durante una fase de El Niño activo (que ayuda a que el agua se caliente en la región (*Trenberth (1997) [3]*)), razón por la que difícilmente se pueda apreciar un verdadero ciclón tropical en la zona. Sin embargo estos ciclones son la excepción a la regla y corresponden a los sistemas más intensos que se pueden producir en una cuenca de latitudes bajas, teniendo que pasar por una serie de estados preliminares (*Shultz et al. (2005) [4]*) como lo son una perturbación tropical, que da paso a una depresión tropical, que puede progresar hasta una tormenta tropical y finalmente llegar a un ciclón tropical sea la categoría que sea (valido de igual manera para categorías subtropicales).

2.1. Ciclones

Debido a la fuerza que ejerce el gradiente de presión, el aire fluye desde regiones de alta presión a áreas de baja presión. Este movimiento de aire es, de hecho, lo que se experimenta como viento. Las regiones de alta presión son áreas donde el aire desciende, mientras que las áreas de baja presión se encuentran donde el aire está ascendiendo. En la superficie, a medida que el aire fluye a regiones de baja presión desde el norte y el sur, debido a la fuerza de Coriolis, su trayectoria en la dirección del flujo se curva hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur. La cantidad de deflexión de la fuerza de Coriolis depende de la velocidad que lleva la masa de aire en movimiento y su latitud. En general, las masas de aire que se mueven con relativa lentitud se desvían en cantidades menores que las masas de aire a mayores velocidades. Además, una masa de aire que se mueve a una velocidad dada en los polos se desviará más que una masa de aire similar

en el ecuador moviéndose a la misma velocidad. En resumen, como resultado de la suma del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, la masa de aire gira alrededor de una región de baja presión en el sentido contrario al de las agujas del reloj en el Hemisferio Norte y en sentido horario en el Hemisferio Sur. Tales remolinos de masas de aire se llaman ciclones.

Se reconocen varios tipos de ciclones de acuerdo a las características que pueden poseer, surgiendo el origen del fenómeno como una de las generalmente utilizadas. Sin embargo, un ciclón a lo largo de su vida no está limitado a una sola categoría, pudiendo pasar de una categorización a otra. Con el fin de establecer una forma más exhaustiva de caracterizar el tipo de ciclón, se partirá con la diferenciación de los dos tipos de ciclones más extremos, considerando la región de origen: ciclones tropicales o de latitudes bajas y ciclones extratropicales de latitudes medias y altas.

2.1.1. Diferenciación entre ciclones tropicales y extratropicales

Los ciclones tropicales son sistemas de tormentas con un núcleo cálido (Panel izquierdo Figura 2.1) que se forman casi exclusivamente en las regiones tropicales de todo el mundo (*Harr y Elsberry (1995) [5]*). Sin embargo, dependiendo de su ubicación, se les llama por diferentes nombres. Las formas más conocidas son por ejemplo, Huracanes en el Atlántico y el Este del Pacífico, Tifones en el Pacífico Norte Occidental y Filipinas. En otros lugares del mundo, simplemente se les llama por su nombre genérico de ciclones. Este tipo de ciclones (tropicales) comúnmente se genera como la unión de varios procesos, entre ellos es importante la relación entre la oscilación de Madden-Julian (MJO) y las ondas ecuatoriales (*Yang y Wang*

(2018) [6]). La MJO, cuyo período oscila entre 30 y 60 días (*Zhang (2005) [7]*), se sitúa como el principal moderador de la variabilidad intraestacional en las regiones tropicales. Su comportamiento se caracteriza por una región concentrada de convección que se propaga desde el Océano Índico Occidental tropical en dirección Este, hasta el Pacífico Occidental tropical. Si bien la convección, nubosidad y precipitaciones relacionadas tienden a disiparse al Este del meridiano 180, la señal de vientos de la MJO continúa desplazándose hacia el Este a través del Pacífico Oriental y Sudamérica hasta el Atlántico tropical.

Si se analiza en detalle el funcionamiento de la MJO tiene sentido que su fase convectiva (con convergencia en la baja troposfera y divergencia en la alta troposfera) cree un entorno de gran escala propicio para el desarrollo de los ciclones tropicales al atravesar una región favorable para su formación. El paso de esta fase sobre determinada región contribuye a la formación de ondas ecuatoriales de longitud de onda más corta y velocidades de propagación más altas⁵ (*Kikuchi et al. (2009) [8]*).

De esta forma se dan las condiciones propicias para que un complejo de tormentas eléctricas puedan evolucionar hacia una depresión tropical débil, es decir, un sistema meteorológico organizado compuesto de nubes y tormentas con una circulación definida y vientos máximos sostenidos⁶ de 61 kilómetros por hora o menos (*Burpee y Black (1989) [9]*). Si las velocidades sostenidas del viento dentro de la depresión continúan aumentando, eventualmente se llega al estado de un Huracán o Tifón. Sin embargo estas ondas son solo una parte de las condiciones necesarias para que se forme un ciclón tropical, dentro de las cuales debe cumplirse que (*Gray (1968,1979) [10],[11]*):

⁵Ondas de Kelvin ecuatorial, Rossby ecuatorial y Rossby-Gravedad mixtas.

⁶La convención para la definición de velocidad del viento sostenida es un valor promedio de 1 minuto medido a una altura de 10 metros por encima de la superficie.

1. La temperatura del agua sea de al menos $26,5^{\circ}\text{C}$.
2. Debe existir una humedad relativa alta en la troposfera inferior y media.
3. Deben existir pequeñas cantidades de cizalladura del viento.
4. La atmósfera se debe enfriar lo suficientemente rápido con la altura.
5. Debe existir una perturbación cerca de la superficie con suficiente vorticidad y convergencia.
6. Estar preferentemente a 5 grados de latitud desde el ecuador.

Si se cumplen estas condiciones, entonces hay una probabilidad de que se forme un ciclón tropical. En *Palmer (1948)* [12] se observa que una temperatura del agua por encima de $26,5^{\circ}\text{C}$ es necesaria para la formación de estos ciclones, trabajos posteriores como *Gray (1979)* [11] señalan además que esta temperatura cálida debe estar presente en una capa oceánica relativamente profunda del orden de 50 metros, así la atmósfera que la cubre tiende a ser lo suficientemente inestable⁷ como para mantener la convección y el desarrollo de tormentas eléctricas (*Graham y Barnett (1987)* [13]). Si al mismo tiempo hay una humedad relativa alta, luego habrá una falta de evaporación de la humedad de las nubes y, por lo tanto, transportarán más vapor de agua a medida que se eleven. Este punto es significativo porque para formarse, el vapor de agua debe condensarse liberando grandes cantidades de calor latente y, por lo tanto, calienta la atmósfera circundante. Si hay poca cantidad de cizalladura del viento, entonces el calor latente producido durante la precipitación se localizará en lugar de dispersarse (*DeMaria (1996)* [14]). Debido a que el aire calentado es menos

⁷Por encima de esta temperatura ($26,5^{\circ}\text{C}$) puede producirse una convección profunda, pero por debajo de este valor, la atmósfera es demasiado estable y se puede encontrar poca o ninguna actividad.

denso que la atmósfera que rodea la tormenta en desarrollo, se eleva y se expande, produciendo una reacción en cadena (o mecanismo de retroalimentación) que atrae más aire de la superficie desde el exterior de la tormenta en crecimiento hacia su centro para reemplazar la masa de aire húmedo ascendente. Por lo tanto, la presión superficial debajo de la masa de aire húmedo ascendente disminuye a medida que el aire converge hacia el centro de la tormenta en crecimiento y, como resultado, se establece un gran gradiente de presión entre las partes superior e inferior de la masa de aire ascendente (*Riehl (1950) [15]*). A medida que el aire cálido y húmedo se eleva sobre la superficie del océano, se enfría y se condensa formando más precipitación. El ciclo anterior se repite una y otra vez intensificando la tormenta, y, a menos que otros factores entren en juego, como la tierra, el agua fría o la cizalladura del viento, eventualmente conduce al desarrollo de un ciclón tropical (*Girty (2009) [16]*).

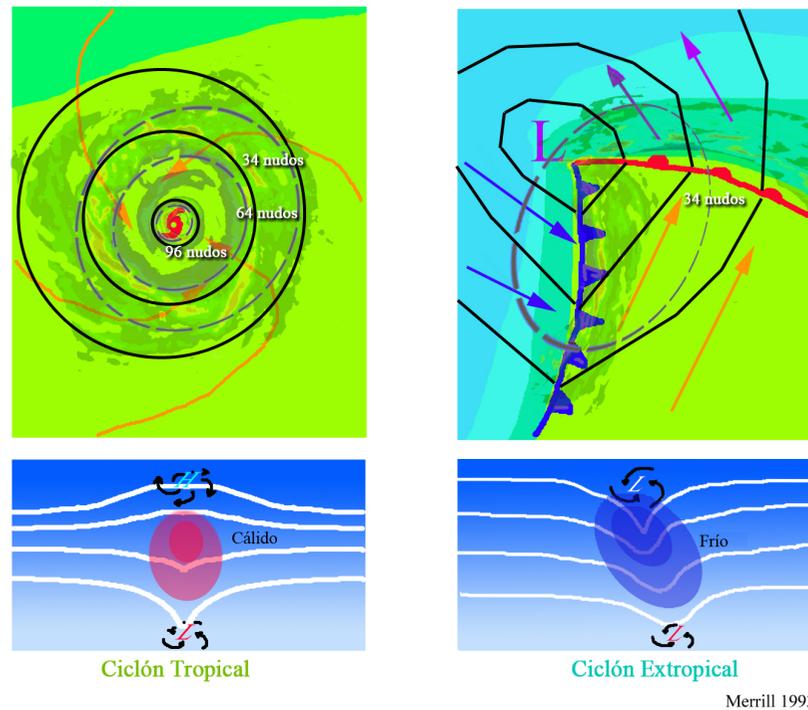


Figura 2.1: Esquemas de un ciclón tropical (izquierda) y extratropical (derecha) convencionales. Paneles superiores muestran mapas horizontales de temperatura en superficie, presión y campos de viento. Colores indican la temperatura (azul 15°C , azul/verde 20°C , verde 25°C). Esquemas de la parte inferior muestran mapas verticales de las superficies de presión, anomalías de temperatura y circulación en la superficie y la tropopausa. Imagen tomada desde: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A7.html>.

Un ciclón extratropical (Panel derecho Figura 2.1), por otra parte, es un área de baja presión situada en latitudes medias. Dichos ciclones a veces se denominan ciclones frontales cuando se inician a partir de un gradiente horizontal de temperatura intenso, es decir de un frente, que puede alcanzar diámetros de algunos miles de kilómetros (*Petterssen y Smebye (1971)* [17]). También pueden formarse a partir de ciclones tropicales que se mueven hacia latitudes más altas (transición extratropical (*Harr y Elsberry (2000)* [18])) o como resultado de masas de aire de la celda Polar interactuando con masas de aire en movimiento hacia los polos de la celda de Ferrel.

Esta última variedad ocurre mucho más a menudo que los ciclones tropicales y produce el clima en gran parte de la Tierra. Dichas tormentas generalmente se mueven de Oeste a Este y consisten en un centro de baja presión atmosférica con vientos en espiral en sentido horario en el Hemisferio Sur. Existen dos modelos destacados utilizados para describir el desarrollo de estos ciclones: los modelos Noruego (*Bjerknes (1919)* [19]) y Shapiro-Keyser (*Shapiro y Keyser (1990)* [20]) (Figura 2.2).

Modelo Noruego

En este modelo (Figura 2.2 (a)), la baja presión se desarrolla y se mueve a lo largo de un límite frontal. Un centro de baja presión se forma en un frente estacionario cuando una vaguada de nivel superior a menudo asociada con la corriente en chorro, se mueve sobre el frente. Este frente desarrolla una “torcedura” cuando el aire frío se mueve hacia el ecuador (frente frío) y el aire cálido hacia el polo (frente cálido), fortaleciéndose a medida que el ciclón se intensifica y madura. En este modelo, el frente frío se mueve más rápido que el frente cálido y como resultado, el frente cálido es “alcanzado”, formando la etapa de oclusión. A medida que aumenta la oclusión, se corta el suministro de aire húmedo y cálido, lo que hace que el sistema de baja presión se disipe a medida que el centro de la baja presión se queda hacia el oeste de los frentes frío y cálido.

Modelo Shapiro-Keyser

Este modelo conceptual (Figura 2.2 (b)) tiene una onda abierta similar al modelo de ciclón noruego, pero una diferencia clave es que el frente frío en el modelo Shapiro-Keyser se mueve aproximadamente a la misma velocidad que el frente cálido y, por

lo tanto nunca lo alcanza. En cambio, el frente frío se mueve hacia el sector cálido y forma una “T” con el frente cálido. A medida que el sistema se intensifica, el frente frío avanza a través del sector cálido perpendicular al frente cálido, y el frente cálido se envuelve y gira en espiral hacia adentro, con una “seclusión” de aire caliente cerca del centro.

Además de la ubicación de estos ciclones sobre los océanos, la configuración de los vientos más rápidos del jet sobre la superficie baja determinan si un ciclón se desarrolla más a lo largo de las líneas de un modelo conceptual respecto del otro.

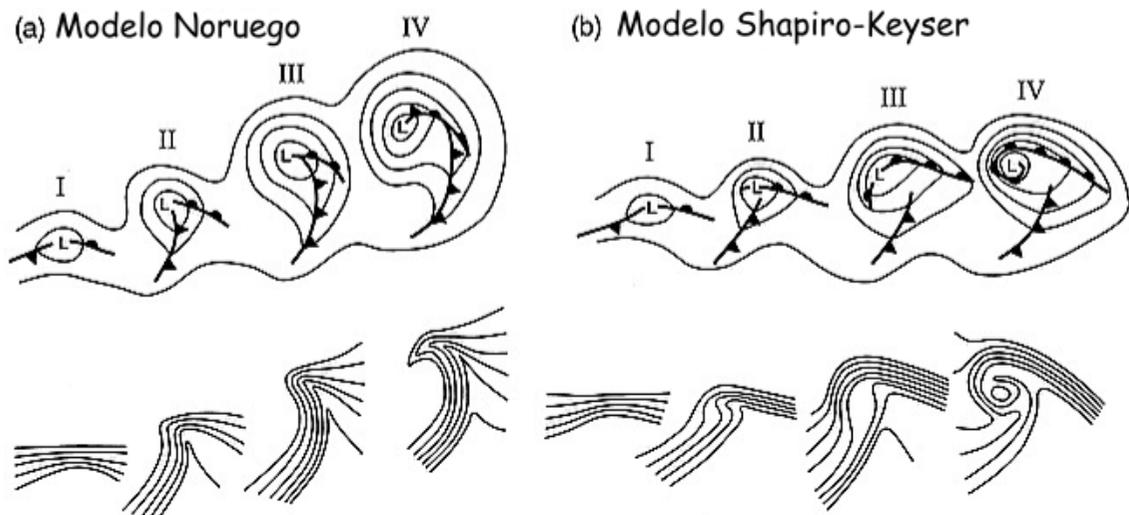


Figura 2.2: Comparación del modelo de ciclogénesis noruego y el modelo de Shapiro-Keyser. Ambos esquemas representan la altura geopotencial de la troposfera inferior (por ejemplo, 850 hPa) y temperatura potencial. Tomada y modificada desde *Schultz et al. (1998)* [21].

2.1.2. Eventos de estudio

Como se mencionó en la introducción, el propósito de este trabajo es hacer una descripción de los sistemas de bajas presiones que pueden observarse en la región de interés y que resultan, luego de detallar los 2 tipos de ciclones más comunes, en un fenómeno de características propias. Las temperaturas del agua son incapaces de lograr una magnitud suficiente (y fundamental) para desarrollar un ciclón tropical, en tanto que las temperaturas de las masas de aire no son lo suficientemente contrastantes para desarrollar un ciclón de características extratropicales. Así, la pregunta que se plantea responder en el presente trabajo es: ¿A qué tipo de ciclón pertenecen los eventos a estudiar?. Bueno, estos ciclones tienen un poco de ambos, pero no en sus estados de madurez.

Referencias al fenómeno

Dentro de la literatura existen menciones al jet subtropical y su rol en la génesis de ciclones, y ciertamente pareciera ser en parte el responsable de los sistemas que se busca estudiar.

El jet subtropical (en el Pacífico Sur) está frecuentemente a 30°S y aunque las ondas⁸ en su flujo tienen una amplitud relativamente pequeña, existen vaguadas semipermanentes (*Krishnamurti, (1961) [22]*), siendo dos de ellas importantes en la generación de ciclones, la vaguada a 170°W y la de 100°W. Así, se tienen vientos del Oeste o Noroeste en lo alto que actúan como un campo de dirección, llevando los sistemas hacia el Este o Sureste, respectivamente. Esto interrumpe la capacidad

⁸Aquí las Ondas de Rossby juegan un papel importante en la forma de estas vaguadas de altura, la locación y la intensidad del jet.

de “girar” de la depresión y convertirse en un ciclón tropical, así el jet contribuye a aumentar la inestabilidad baroclínica⁹.

Los ejes de estas vaguadas (por ejemplo: línea segmentada azul Figura 2.3) poseen una variación zonal de aproximadamente 20° , y en la troposfera superior dentro de ellas, el flujo es ageostrófico con un flujo confluyente en la región al Este de su eje donde además hay advección de vorticidad ciclónica capaz de proporcionar un ascenso de carácter dinámico que ayuda al desarrollo de nubes convectivas. Combinado con un flujo convergente a niveles bajos, esto puede proporcionar el forzamiento adicional requerido para el desarrollo de nubes de cumulonimbus profundas en el área por delante de las vaguadas (zonas grises/negras difuminadas Figura 2.3). En estas zonas hay un debilitamiento de la alta subtropical y puede haber curvatura ciclónica en un flujo del Oeste en la tropósfera inferior. Así, las zonas frontales pueden desarrollarse, aunque su carácter es más convectivo que la mayoría de los frentes de latitud alta, y sus capas de nubes son principalmente el producto de la propagación de nubes convectivas (planos superiores Figura 2.3). Estos sistemas nubosos son casi estacionarios, aunque las celdas nubosas generalmente se mueven gradualmente en la dirección de los vientos de alto nivel (flechas verdes Figura 2.3).

En gran medida, los frentes son características inactivas en latitudes bajas, donde la presión es generalmente alta y las diferencias de temperatura no son relevantes. Sin embargo pueden ocurrir y como en latitudes más altas, estos frentes pueden identificarse como un cambio de la masa de aire¹⁰ (es decir, una zona baroclínica está presente) (*Fedorova et al. (2016) [23]*) y el jet como ya se mencionó, con frecuencia

⁹La inestabilidad aquí producida es ambas, baroclínica (diferencia de temperatura) y barotrópica (cizalle horizontal).

¹⁰En estos peculiares casos el principal cambio en las masas de aire es la cantidad de humedad contenida.

proporciona el forzamiento de alto nivel necesario para su desarrollo. El rasgo característico de estas perturbaciones es una depresión en la tropósfera superior que causa la incursión de aire frío, en particular cuando se afinan las vaguadas (aumento de la curvatura ciclónica desde (a) a (b) Figura 2.3), que resulta en un factor desencadenante importante para el desarrollo de cumulonimbus (plano superior Figura 2.3 (b)). Así, con vientos del Oeste en altura y vientos del Este en niveles bajos, estos frentes¹¹ no están asociados a una advección significativa.

¹¹Estos frentes generalmente son lentos y casi siempre de características cálidas, dentro de la zona de viento del Este en niveles bajos.

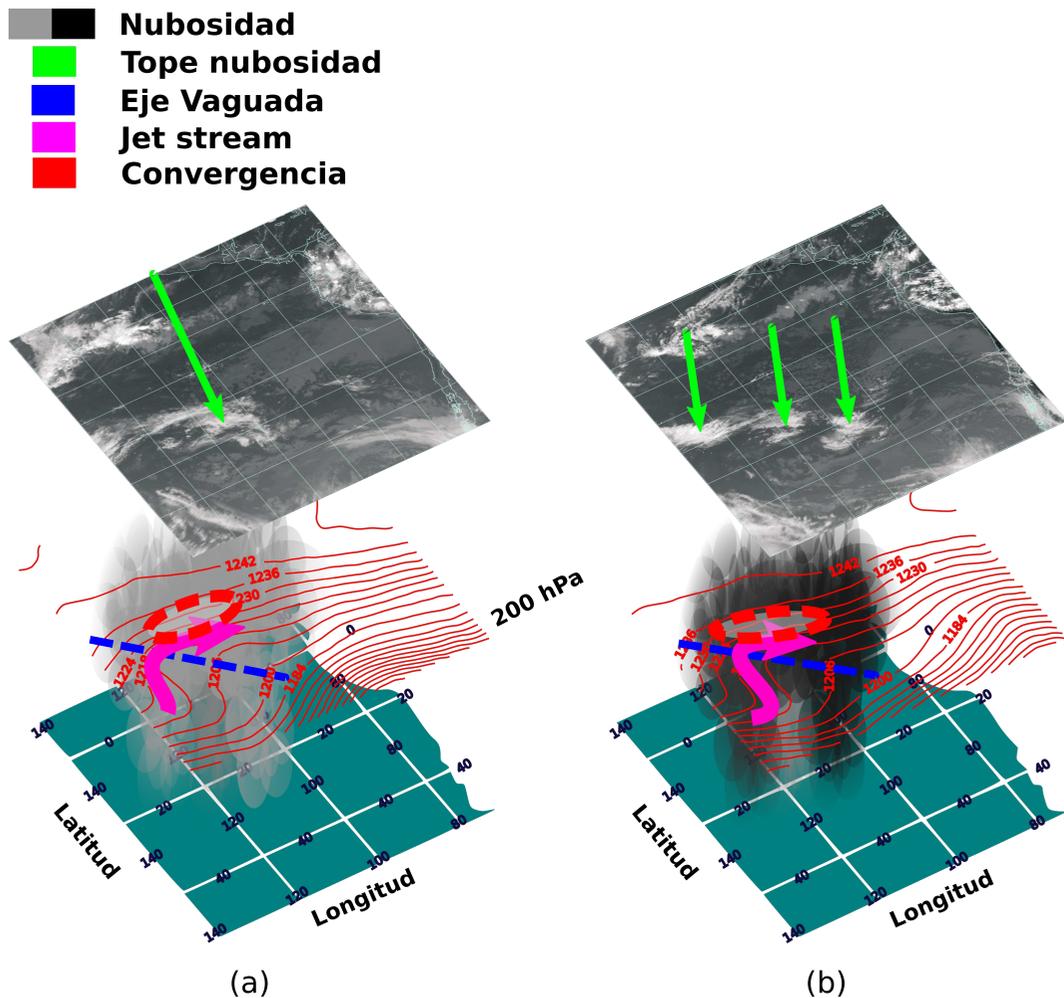


Figura 2.3: Afinamiento de una vaguada tropical de altura sobre el Pacifico Sur a mediados de diciembre del 2006. Columna (a) muestra el instante previo a este afinamiento, mientras que la columna (b) muestra la vaguada afinada. Planos inferiores muestran la superficie, planos centrales muestran altura geopotencial [dam] en contornos rojos al nivel de 200 hPa y planos superiores nubosidad asociada a la vaguada. Linea segmentada azul marca el eje de la vaguada, contorno rojo segmentado la zona de convergencia asociada, linea rosada muestra el jet, zonas difuminadas de color gris/negro muestran nubosidad y flechas de color verde el tope de la misma. Figuras modificadas desde *Galvin (2008)* [24].

Capítulo 3

Metodología

El estudio de la formación, desarrollo, maduración y decaimiento de los ciclones no es algo reciente. Desde los 1950s es de conocimiento general que los ciclones tropicales tienen un ciclo de vida distinto de los ciclones extratropicales. Como se vio en el capítulo anterior los ciclones tropicales son formados sobre aguas cálidas, intensificados por la evaporación e impulsados por los vientos y la resultante liberación de calor latente, decayendo sobre aguas más frías o sobre tierra. Los ciclones extratropicales por su parte son formados en latitudes más altas, como consecuencia de gradientes de temperatura y cizalle del viento vertical, decayendo cuando la inestabilidad que los formó desaparece con una oclusión. Esta discreta separación entre los tipos de ciclones se pierde gradualmente a medida que las observaciones de imágenes satélites muestran la gran variedad tanto en estructura como evolución que pueden tener.

Para lograr una descripción detallada de los ciclones que se estudian en este trabajo, se realizará el cálculo de parámetros en un espacio de fase de ciclón en 40 años (1979-2018) de datos de reanálisis (sección 3.1) dado un conjunto de trayectorias de ciclón

calculadas a partir de campos de presión a nivel del mar (sección 3.2) y se obtendrán tanto la simetría térmica como la profundidad del núcleo frío/cálido (sección 3.3) del campo geopotencial colocando el centro del ciclón (definido por un mínimo relativo de presión) en el espacio y el tiempo con el fin de conocer completamente los ciclos de vida de estas perturbaciones que progresan como ciclones. Se calculan además una serie de estadísticos tanto mensuales como anuales de los eventos.

Como segunda aproximación a una descripción detallada del fenómeno se asocian las trayectorias (sección 3.4) a ciertos grupos definidos por su forma y región de génesis en el espacio de fase, y se realizan compuestos para ver los patrones sinópticos que pudieran ser característicos de cada uno de los grupos resultantes, así como de su generación.

De forma específica y previa a estos análisis se presentan las condiciones que propiciaron el fenómeno del 8 de mayo de 2018 y que permitieron su intensificación llegando a la categoría de ciclón subtropical (Capítulo 4.1).

3.1. Datos

3.1.1. Datos de reanálisis Era Interim

Se utilizarán datos del reanálisis Era Interim (*Dee et al. (2011) [25]*) con $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de resolución espacial y seis horas de resolución temporal, para el periodo 1979-2018.

Las variables utilizadas son presión a nivel del mar (hPa), viento zonal y meridional en superficie (m/s) y altura geopotencial (m) en los niveles {300, 350, 400, 450, 500,

550, 600, 650, 700, 750, 775, 800, 825, 850, 875, 900, 925, 950, 975, 1000} hPa.

Adicionalmente, para visualizar de mejor manera las características del caso de estudio (Ciclón subtropical Lexi) y campos sinópticos relevantes se uso un conjunto de datos más completo que incluyó humedad relativa (%), viento zonal a 200 hPa (m/s), temperatura (K) y datos satelitales GOES-16 (*GOES-R Calibration Working Group (2017)* [26]).

3.2. Detección de ciclones y tracking

En general, los métodos utilizados para seguir la trayectoria de ciclones (tracking), deben cumplir al menos dos pasos esenciales:

1. Deben identificar un conjunto inicial de puntos candidatos buscando extremos locales.
2. Deben conectar los puntos candidatos en el tiempo para generar rutas, eliminando las que son de longitud insuficiente o que no cumplen ciertos criterios que se puedan establecer.

Adicionalmente es común agregar criterios de umbrales al exigir que sean lo suficientemente anómalos cuando se los compara con sus vecinos o que tengan un cierto gradiente de presión para ser considerados. Dentro de los métodos ya establecidos se encuentra uno relativamente reciente usado en *Wernli y Schwierz 2006* [27] el cual será considerado para trazar las trayectorias necesarias.

3.2.1. Identificación de sistemas de baja presión

Para generar distribuciones de frecuencias climatológicas de características meteorológicas, se adopta una concepción simple y clásica de los ciclones identificados como el área finita que rodea un mínimo de presión a nivel del mar local y que está encerrado por un contorno más externo. Este procedimiento de identificación de ciclones se puede aplicar a instantes de tiempo individuales.

El procedimiento para identificar los ciclones en un campo de presión en un determinado instante de tiempo consta así de tres pasos:

- Primero, los centros de los ciclones se determinan como mínimos locales en la matriz de valores de puntos de una cuadrícula de presión. Un punto de cuadrícula se considera un centro de ciclón si su valor de presión es menor que el valor en cada uno de sus ocho puntos de cuadrícula vecinos.
- En un segundo paso, para cada mínimo local, se determina el contorno cerrado más externo que encierra solo el mínimo en consideración¹² (Figura 3.1). El área encerrada por este contorno cerrado más externo se considera el ciclón y un “campo de ciclón” c se define con los valores $c = 1$ en los puntos de la cuadrícula dentro del ciclón identificado y $c = 0$ fuera de esta zona.
- Finalmente, además del campo del ciclón c , se archivan algunas características para cada ciclón individual, como la ubicación geográfica del centro del ciclón, el tamaño del ciclón, el valor central de presión y el valor del contorno cerrado

¹²Puede darse el caso en que se tengan 2 mínimos relativos de presión encerrados por un mismo contorno. Por esta razón (ejemplificada en la Figura 3.1), se elije un delta de presión Δp entre el contorno máximo que encierra los mínimos relativos x_1 y x_2 . Si el mínimo x_2 esta dentro de este delta, entonces x_2 se considera parte del ciclón x_1 . Por el contrario, si x_2 esta fuera del contorno delimitado por este delta de presión, es considerado como un ciclón independiente.

más externo. Esta información es necesaria para el algoritmo de seguimiento posterior y para evaluaciones estadísticas adicionales de las características de los ciclones.

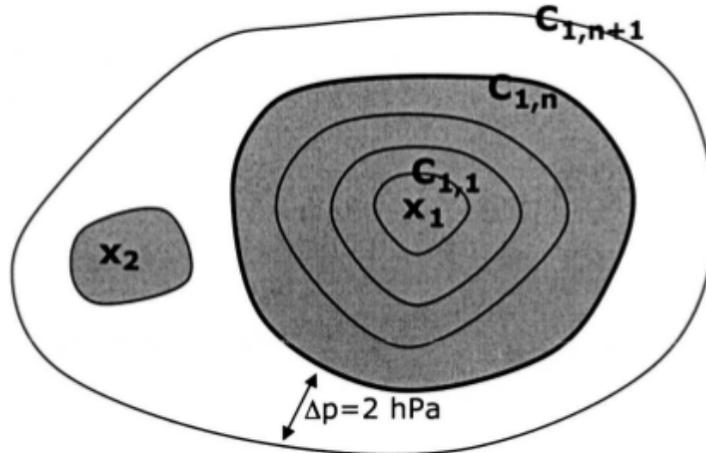


Figura 3.1: Ilustración esquemática del procedimiento de identificación de ciclones. Figura tomada desde *Wernli y Schwierz 2006* [27].

3.2.2. Algoritmo de tracking

Supongamos que todos los ciclones en una instancia de tiempo N están clasificados como ciclones nuevos (ciclogénesis) o continuaciones de trayectorias de ciclones existentes. Luego, el objetivo es decidir si estos nuevos centros de ciclones extienden las trayectorias existentes o deben considerarse como eventos de ciclogénesis. Por supuesto, todos los centros de ciclones que a partir del tiempo N no se pueden extender (en trayectoria) se clasifican como ciclones en lisis. Así, el algoritmo de seguimiento debe identificar un sucesor probable para cada ciclón en el tiempo N . Para este fin, se consideran todos los ciclones vecinos en el tiempo $N + 1$. Si el centro del ciclón tenía una velocidad $v(N)$ en su posición $x(N)$ (dada por su longitud y la-

titud), asumimos que se moverá a una nueva posición $x(N+1) = x(N) + \Delta t \times v(N)$, donde Δt proporciona el intervalo de tiempo entre los datos (6 h en nuestro caso). Luego se busca alrededor de esta nueva posición de ciclón proyectada, y todos los centros de ciclón dentro de la región considerada en el momento $N + 1$ se sitúan como extensiones potenciales de la trayectoria de ciclón.

Este enfoque se muestra esquemáticamente en la Figura 3.2, donde los puntos azules representan una trayectoria de ciclón ya existente, la flecha roja apunta a la posición aproximada proyectada del centro del ciclón en el siguiente paso de tiempo, y la zona de color rosa alrededor de la flecha define la región de búsqueda en una distancia $D = 1000$ km a partir del centro. Si solo se encuentra un ciclón dentro de la región (contorno segmentado azul Figura 3.2), se define claramente la trayectoria del ciclón. Si se encuentran varios candidatos potenciales, se toma como la continuación el más cercano a la posición del ciclón proyectado. Los demás candidatos son continuación de otras trayectorias de ciclones o se tratan como eventos de ciclogénesis. Se debe notar que al buscar el segundo punto de una trayectoria, no hay disponible ningún vector de desplazamiento previo para estimar la dirección de movimiento en la cual buscar. Por ende, existe el peligro de que los ciclones de corta duración sean erróneamente conectados en el tiempo (no es nuestro caso, pues el algoritmo ha sido validado de forma subjetiva al observar las trayectorias).

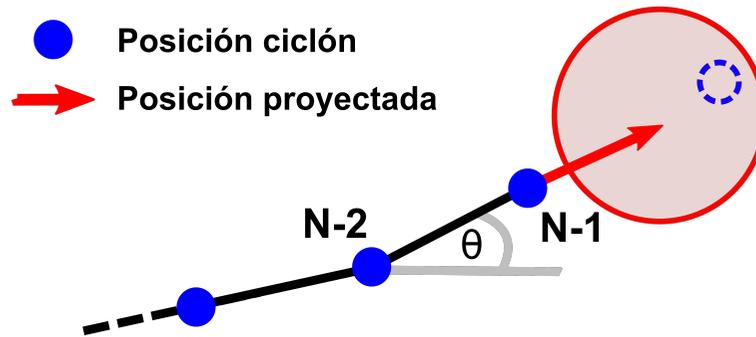


Figura 3.2: Ilustración esquemática del procedimiento de tracking de ciclones. Puntos azules representan una pista de ciclón ya existente. Flecha roja apunta a la posición aproximada proyectada del centro del ciclón en el siguiente paso de tiempo. Contorno segmentado azul marca la posición de un centro de ciclón existente dentro de la región de búsqueda de color rosa.

3.2.3. Criterios de búsqueda

Tomando algunas consideraciones como un radio para agrupar centros múltiples de 1000km, contornos en el rango de 920 a 1050 hPa, una longitud máxima de contornos de 7500km, y una longitud mínima de 100 km, en una altura de la topografía menor a 1500 metros¹³, se buscaron todos los ciclones con génesis en el Pacífico Sur (con una duración mayor a 48 horas) restringidos a una región con latitudes entre 5°S-40°S y longitudes entre 140°E-90°W, teniendo una lisis en una región con latitudes entre 15°S-54°S y longitudes al Este de 100°W (Figura 3.3), considerando también que las trayectorias descritas no estén en algún instante más al sur que 54°S. Dando un total de 742 trayectorias de ciclón que son analizadas en el capítulo 4.

¹³La presión a nivel del mar no es realista en zonas con orografía considerable.

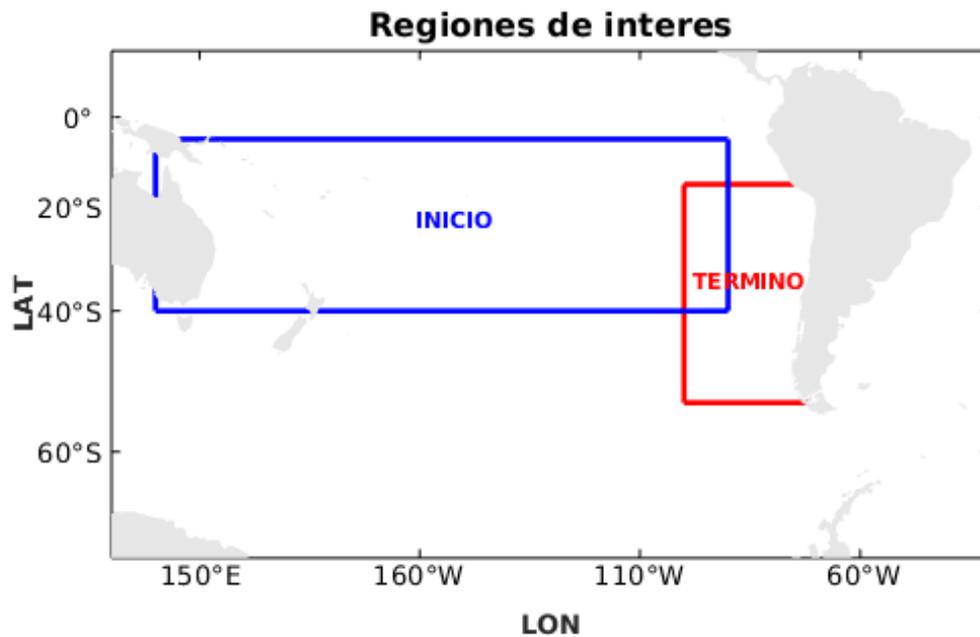


Figura 3.3: Regiones de interés para la búsqueda de ciclones. Área encerrada en azul marca la zona de génesis y área encerrada en rojo la zona de lisis.

3.3. Parámetros de Hart

El ciclo de vida de un ciclón (formación, desarrollo y decaimiento) se puede investigar utilizando una clasificación de su estructura cualquiera sea su naturaleza (tropical, subtropical, extratropical, etc). Esta clasificación se basa en ciertas características de los ciclones que definen un espacio de fase que represente la cronología del mismo. Este espacio de fase requiere parámetros que describan simultáneamente la estructura del núcleo (cálido/frío) junto con la etapa de desarrollo (formación,

intensificación, oclusión en el caso de ciclones extratropicales y decaimiento). *Hart (2003)* [28] propuso un espacio de fase basado en tres parámetros: la asimetría térmica B de la tropósfera inferior, el viento térmico de la tropósfera inferior $-V_T^L$ y el viento térmico de la tropósfera superior $-V_T^U$. Si bien una descripción completa de la estructura del ciclón requiere el análisis de otras variables como vorticidad potencial, temperatura potencial equivalente, frontogénesis, inclinación y observaciones directas (datos de satélite y en superficie), los tres parámetros elegidos, aunque simples, resultaron fundamentales y robustos a la hora de resumir la fase del ciclón. De todas formas, con solo 3 parámetros no se debe esperar que cada aspecto de la estructura o de su desarrollo sea capturado.

3.3.1. Parámetro B : asimetría termal

La distribución de ciclones puede ser dividida inicialmente en aproximadamente dos clases idealizadas: las que derivan alguna fracción de su desarrollo a gradientes horizontales de temperatura (asimétricos o frontales) y los que no (simétrica o no frontales), la primera de ellas correspondiente a ciclones extratropicales y la segunda a tropicales. Está establecido que la fuerza de los gradientes de temperatura en el primer grupo varía con el tiempo, dependiendo de la etapa del desarrollo del ciclón (desarrollo, madurez, oclusión). La naturaleza frontal del ciclón (o falta de él) es un indicador fundamental del tipo de ciclón y la etapa de evolución que presenta. Esta naturaleza se define aquí como la asimetría de espesor en 900 – 600 hPa a través del centro del ciclón en un radio de 500 km.

$$B = h(\overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} |_R - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} |_L) \quad (3.1)$$

Donde Z es la altura geopotencial, R (L) indica el lado derecho (izquierdo) del anticiclón respecto de su desplazamiento y la barra superior indica la media espacial sobre el semicírculo de radio 500 km. El entero h toma un valor de -1 en el Hemisferio Sur y de 1 en el Hemisferio Norte. El uso de una capa de temperatura virtual promedio (espesor) en el cálculo de B (en lugar de temperatura en una superficie isobárica) hace que el parámetro sea resistente a fluctuaciones en el corto plazo de temperaturas en cualquier nivel dado de presión que pudiera resultar de actividad transitoria del mismo. El rango de presión utilizado para calcular el espesor es elegido para evitar la capa límite y la potencial interrelación sobre la orografía¹⁴. Así, el parámetro mide un gradiente de temperatura perpendicular al movimiento del ciclón (Figura 3.4) y no simplemente el rango de temperatura a través de la circulación del mismo. Esta última distinción es de importancia para distinguir circulaciones térmicamente directas de aquellas que son térmicamente indirectas y así diagnosticar el ciclo de vida de los ciclones.

¹⁴En regiones donde la elevación de la tierra es significativamente más alta que 900 hPa, el diagnóstico de fase se debe utilizar con precaución ya que los campos de presión isobáricos extrapolados bajo tierra entrarán en el cálculo de B .

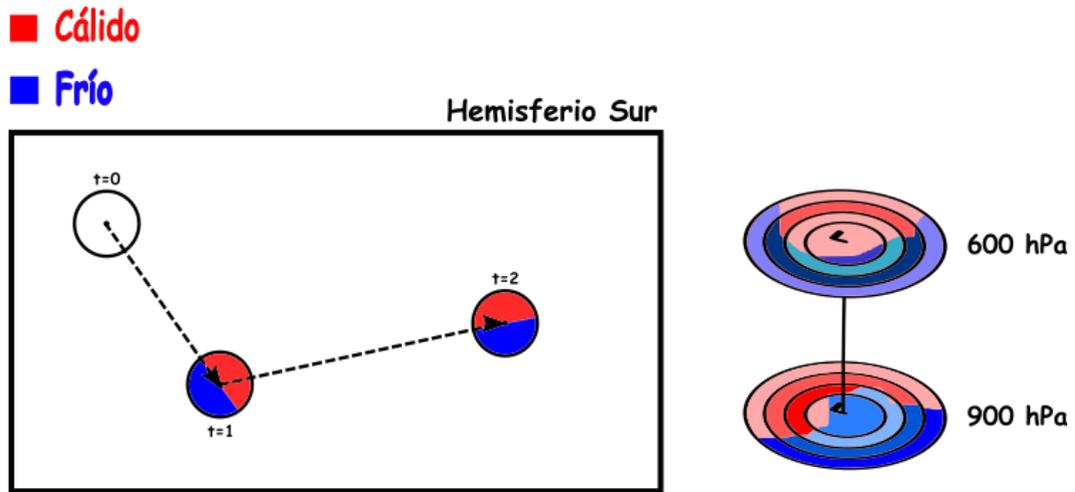


Figura 3.4: Esquema para el cálculo del parámetro B en la capa 900-600 hPa, siguiendo la dirección de movimiento.

Un ciclón tropical maduro (fila superior Figura 3.5) tiene un valor de B que es aproximadamente cero (térmicamente simétrico o no frontal), mientras que un ciclón extratropical (fila inferior Figura 3.5) en desarrollo tiene un valor positivo para B (térmicamente asimétrico o frontal). Un valor positivo de B indica aire frío a la izquierda (derecha) de la trayectoria del ciclón para el Hemisferio Norte (Sur), consistente con la temperatura y su relación con el gradiente vertical del cizalle del viento horizontal.

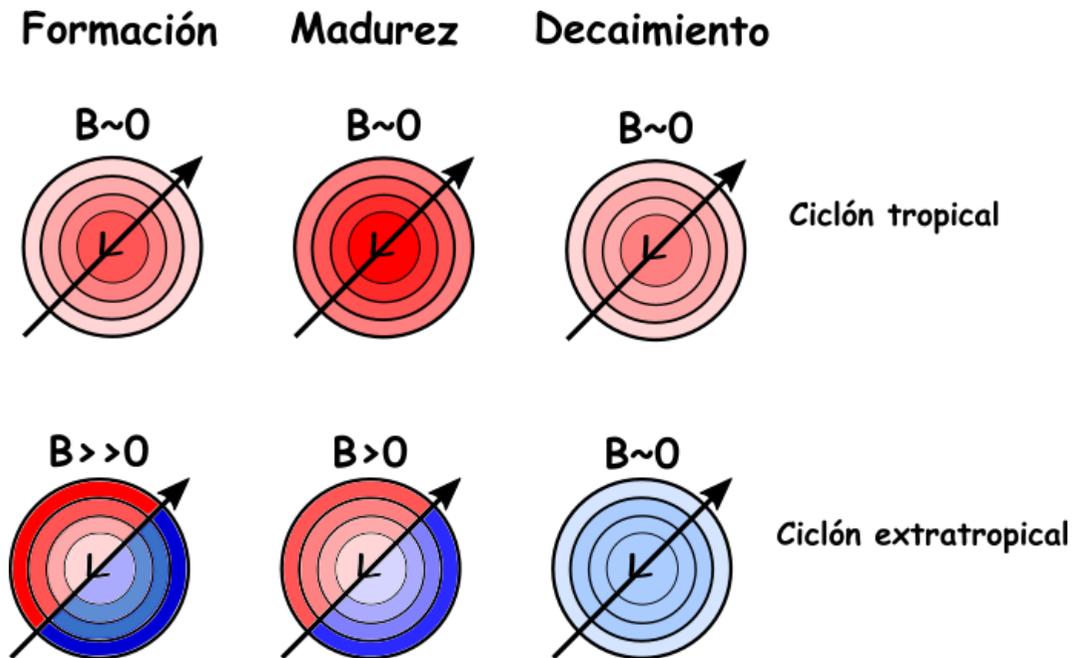


Figura 3.5: Esquema del parámetro B para los estados de formación, madurez y decaimiento en un ciclón convencional tropical y extratropical. El parámetro se mantiene cercano a 0 durante todo el ciclo de vida en el ciclón tropical, mientras que varía en un ciclón extratropical, disminuyendo desde el estado de formación al de decaimiento.

En la Figura 3.6 se muestran los espesores de 900-600 hPa (en escala de grises) haciendo una comparación para ambos casos (tropical y extratropical). En (a) se observa la naturaleza simétrica del Huracán Floyd con un valor del parámetro B de 2 m mientras que en (b) se ve la calidad frontal de la Superbomba de Cleveland con un valor de B igual a 106 m. Un umbral conveniente y físicamente sólido para distinguir un gradiente térmico tropical de uno no tropical es $B = 10$ m (*Hart (2003)* [28]).

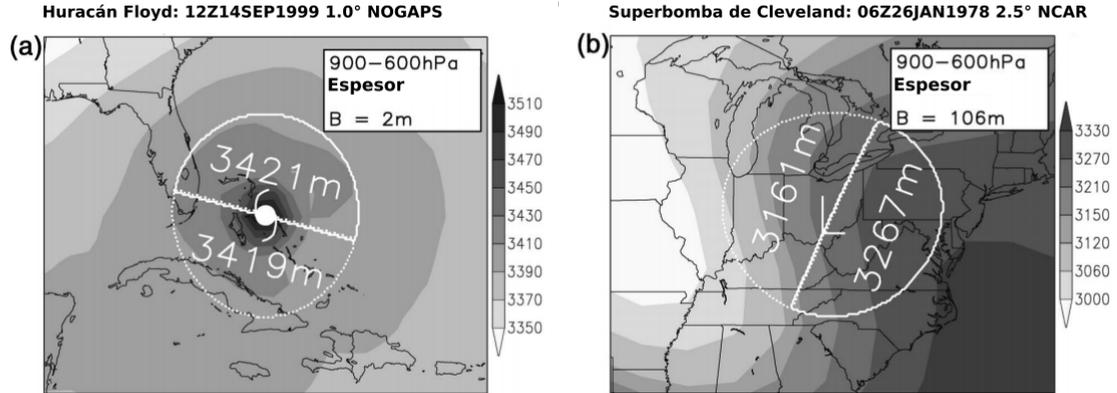


Figura 3.6: Ejemplos de espesores de 900-600 hPa (sombreados) para (a) ciclón tropical térmicamente simétrico (no frontal) (Huracán Floyd el 14 de septiembre de 1999) y (b) ciclón extratropical térmicamente asimétrico (frontal) (Superbomba de Cleveland el 26 de enero de 1978). Figura modificada desde *Hart (2003)* [28].

3.3.2. Parámetro $-V_T^L$ y $-V_T^U$ (núcleo frío vs cálido)

La relación del viento térmico:

$$V_g(z_2) - V_g(z_1) = \frac{R}{f} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) k \times \Delta \bar{T} = \frac{1}{f} k \times \Delta(\Phi_2 - \Phi_1) = V_T \quad (3.2)$$

simboliza el vínculo entre la variación del viento geostrófico con la altura y el gradiente de temperatura media perpendicular a la dirección en que se mueve el ciclón, o la perturbación de la altura geopotencial $\Phi_2 - \Phi_1$. Por lo tanto, el cambio del viento geostrófico con la altura sobre el centro del ciclón en la superficie detecta la naturaleza del núcleo cálido (disminución) o del núcleo frío (aumento) del ciclón. A pesar de que todos los ciclones poseen núcleos fríos y cálidos, dependiendo de la capa atmosférica examinada, la distinción entre los tipos de núcleos mencionados anteriormente se realiza al examinar dos capas troposféricas: 900 – 600 hPa, de

acuerdo con la definición de B, y 600 – 300 hPa. Si se considera el valor absoluto de la ecuación 3.2 y se discretiza la derivada del espacio, se obtiene la siguiente ecuación

$$|\Delta V_g| = |V_T| = \frac{R}{f} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \frac{\Delta \bar{T}}{d} = \frac{1}{f} \frac{\Delta \Phi}{d} \quad (3.3)$$

donde la perturbación de la altura geopotencial del ciclón $\Delta \Phi = \Phi_{max} - \Phi_{min}$ se evalúa dentro de un radio R y d es la distancia entre los dos extremos. Por lo tanto, el valor de $\Delta \Phi$ es proporcional a la magnitud del viento térmico. Además, si se desprecian las constantes y se considera un viento térmico escalado, la estructura vertical del ciclón se define como la derivada vertical de $\Delta \Phi$ en los niveles de presión

$$\frac{\partial \Delta \Phi}{\partial \ln p} = -|V_T| \quad (3.4)$$

Al realizar una regresión lineal ajustada al perfil vertical de $\Delta \Phi$ en las dos capas mencionadas anteriormente, se obtienen los dos parámetros: $-V_T^L$, en la capa de 900 – 600 hPa, y $-V_T^U$ en la capa de 600 – 300 hPa. Valores positivos de $-|V_T^L|$ indican un ciclón de núcleo cálido dentro de la capa (Panel superior Figura 3.7), mientras que los valores negativos indican un ciclón de núcleo frío (Panel inferior Figura 3.7).

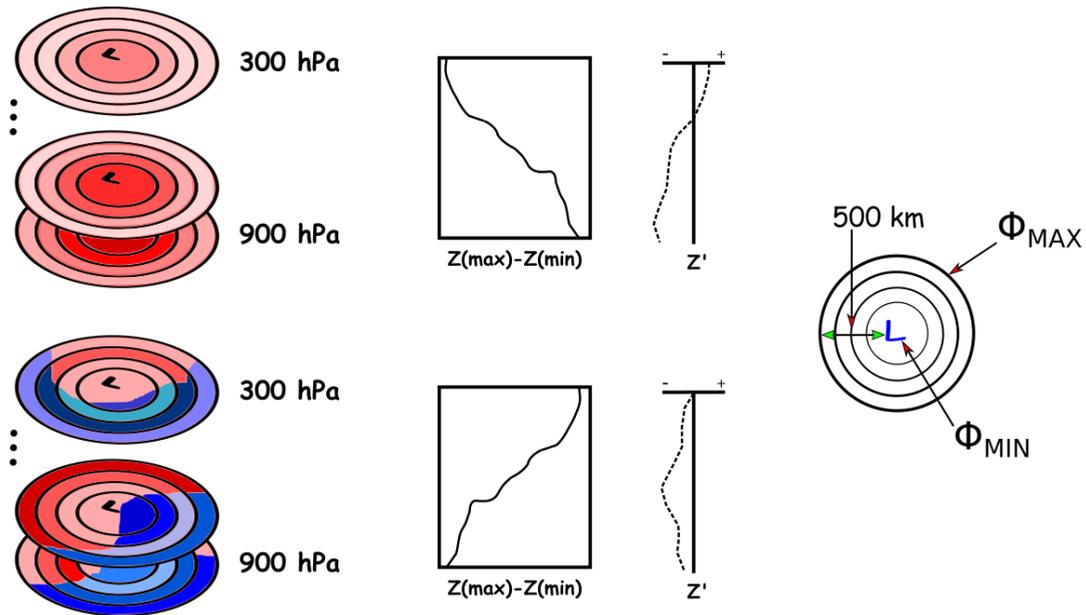


Figura 3.7: Esquema para los cálculos de $-V_T$. Primera columna muestra el cálculo. Segunda columna las diferencias de altura geopotencial medidas entre el contorno de 500 km y el centro del ciclón. Tercera columna muestra las anomalías de altura geopotencial. Fila superior para un ciclón tropical convencional. Fila inferior para un ciclón extratropical convencional.

En la Figura 3.8 se muestra la comparación para ambos casos (tropical y extratropical). En (a) se observa la naturaleza del Huracán Floyd análoga al esquema de la Figura 3.7 fila superior, mientras que en (b) se ve la de la Superbomba de Cleveland análoga al esquema de la Figura 3.7 fila inferior.

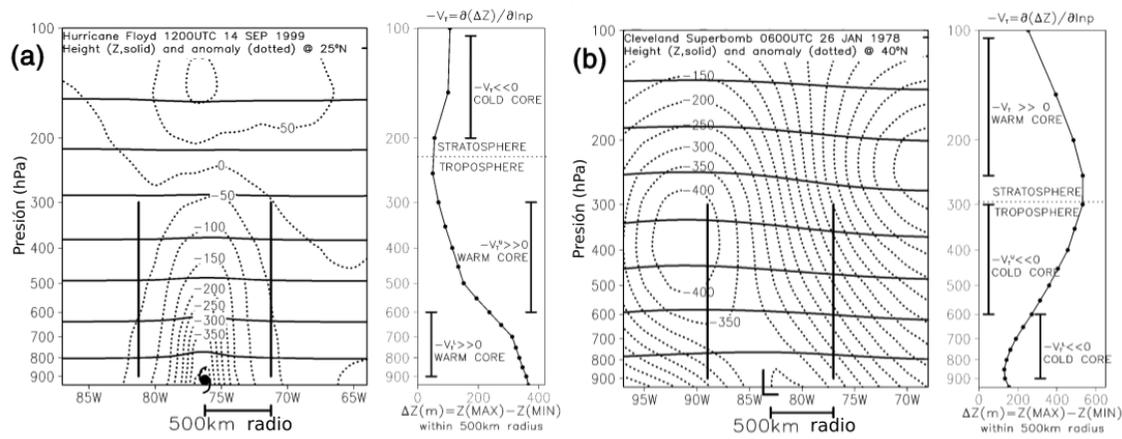


Figura 3.8: Derivación de los parámetros $-V_T$ para (a) Huracán Floyd (núcleo cálido) y (b) Superbomba de Cleveland (núcleo frío). Cuadros izquierdos muestran la sección transversal longitudinal (Z [m] (contornos sólidos cada 2000 m)) y anomalías de media zonal (líneas punteadas en m). Líneas verticales indican el radio de 500 km. Cuadros derechos muestran la diferencia de altura (ΔZ) dentro de este radio. Figura tomada desde *Hart (2003)* [28].

3.3.3. Construcción diagrama de fase

Los tres parámetros B , $-V_T^L$, $-V_T^U$ definen el espacio de fase tridimensional del ciclón (Figura 3.9) que se presenta utilizando dos secciones transversales a través del cubo idealizado: $-V_T^L$ vs B y $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. El ciclo de vida completo de un ciclón se puede describir usando la trayectoria a través de la fase. Adicionalmente se presentan en la Figura 3.10 los cuadrantes de las secciones verticales con las posiciones características de ciclones en periodos particulares de su ciclo de vida.

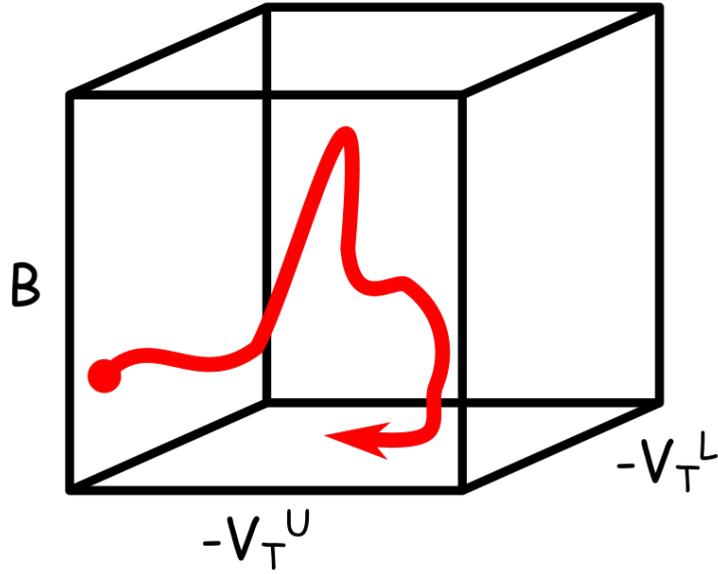


Figura 3.9: Espacio de fase para un ciclón.

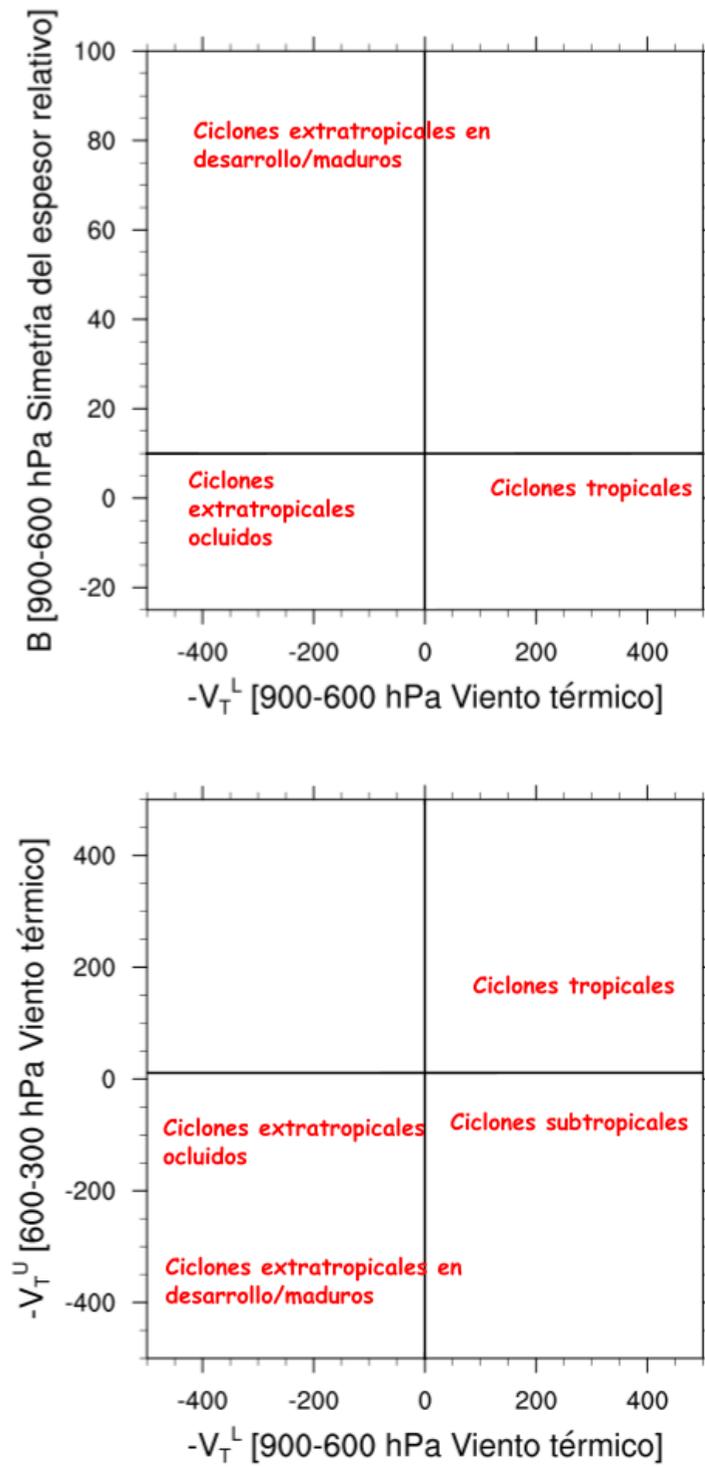


Figura 3.10: Posición de ciclones convencionales a través del espacio de fase.

3.4. Clusters

Hay muchos métodos de agrupación. Sin embargo, muchos de estos métodos no son útiles o prácticos cuando se presentan trayectorias. Algunos requieren un preprocesamiento arbitrario, otros son computacionalmente prohibitivos, mientras que otros no aprovechan la información completa disponible en un conjunto de trayectorias. Finalmente, todos estos métodos ignoran la dependencia en la variable dependiente (en este caso el tiempo).

El objetivo de la agrupación de ciclones, y la agrupación en general, es capturar agrupaciones individuales que presentan características únicas. La característica más obvia de los ciclones es su forma, o su movimiento en el tiempo a través del espacio latitud-longitud (*Kowaleski y Evans (2016)* [35], *Camargo et al. (2007)* [36] [37]), sin embargo, no es la única. Un espacio de fase como el que se presenta en la Figura 3.10, donde las secciones $-V_T^L$ vs B y $-V_T^L$ vs $-V_T^U$ son dependientes del tiempo, puede ser tratado de forma análoga.

3.4.1. Modelos de mezcla

En estadística, un modelo de mezcla (*McLachlan y Basford (1988)* [38]) es un modelo probabilístico para representar la presencia de “subpoblaciones” dentro de una “población general”, es decir, un método de agrupación. El modelo lo que hace es representar la distribución de probabilidad de las observaciones¹⁵ (o distribución de mezcla) en un conjunto de datos como una mezcla de distribuciones individuales

¹⁵La distribución de mezcla más común es la función de densidad gaussiana (normal), en la que cada uno de los componentes de la mezcla son distribuciones gaussianas, cada una con sus propios parámetros de media y varianza.

(denominadas componentes de la mezcla) tal como aparece en la ecuación 3.5

$$P(y) = w_1 f_1(y) + w_2 f_2(y) + w_3 f_3(y) \dots + w_k f_k(y) \quad (3.5)$$

con $P(y)$ la distribución de mezcla, w_1, w_2, \dots, w_k los pesos (o coeficientes) de la mezcla (donde $\sum_{k=1}^K w_k = 1$) y f_1, f_2, \dots, f_k las funciones de densidad de los componentes (o k grupos).

Estas funciones de densidad pueden tener formas con parámetros θ distintos, así, dado que un “individuo” pertenece a un grupo k , existe una función de densidad $f_k(y_i | \theta_k)$ que genera los datos observados y_i , para cierto i . Luego, la distribución observada en los y 's es

$$P(y_i | \theta) = \sum_k^K w_k f_k(y_i | \theta_k) \quad (3.6)$$

Si observamos los y_i 's, y asumimos una forma particular para los componentes f_k , podemos tratar de estimar a partir de los datos cuáles son los valores más probables de los parámetros θ_k y los pesos w_k . El algoritmo EM (ver apartado 3.4.3 (*Krishnan y McLachlan (1997 [39])*)) es un procedimiento para encontrar las estimaciones de máxima verosimilitud de los parámetros de un modelo de mezcla.

Por simplicidad consideremos como primer acercamiento al método un ejemplo en 1-d. Supongamos que tenemos un set de datos (incompleto) con promedios estacionales de temperatura medidos en los últimos 100 años para invierno y verano en una estación meteorológica, es decir, aproximadamente 200 valores de temperatura. El problema es que no sabemos cuales de estos valores pertenecen a promedios de

verano y cuales pertenecen a valores de invierno. Cuando es planteada la distribución de temperaturas, se observan claramente 2 peaks correspondientes a las estaciones consideradas. Desafortunadamente, con la información tal como está, resulta difícil conocer el promedio de temperatura para los veranos e inviernos, y resulta aun mas complejo saber si una medición puntual corresponde a un valor de una estación en específico. En esta situación, un modelo de mezcla gaussiana resulta de utilidad. Asumiendo que los datos de las mediciones corresponden a la mezcla de K distribuciones gaussianas que pueden (o no) tener distintos promedios y varianzas, como también distintos pesos en la “mezcla”, la distribución final se obtiene sumando la multiplicación de cada componente de la mezcla por su peso de mezcla asociado (estos pesos deben sumar uno). En este ejemplo, querríamos dos distribuciones gaussianas, una para verano y otra para invierno, con diferentes medias y con diferentes varianzas, donde los pesos de la mezcla correspondan a la probabilidad de que una medición aleatoria pertenezca a una de verano o invierno (de aproximadamente 0.5 en cada caso).

En la práctica, si cada y_i es un vector multivariado, es común usar formas simples para las funciones de densidad de los componentes. Por ejemplo, las protuberancias gaussianas. Bajo la suposición gaussiana, el algoritmo EM se utiliza para encontrar las medias (ubicaciones) y las covarianzas (formas) de las protuberancias gaussianas en el espacio vectorial donde se miden los y 's. Las funciones de los componentes pueden tratarse como los clusters, y el teorema de Bayes se puede usar para determinar la probabilidad de pertenencia a los clusters aprendidos.

3.4.2. Modelo estándar de regresión mixta

Se puede generalizar de manera directa el modelo de mezcla multivariable anterior para definir mezclas de modelos de regresión (*Gaffney y Smyth (1999)* [40]), donde se tienen mediciones y que son función de algunos x conocidos. Cada componente ahora es una función de densidad condicional de la forma $f_k(y | x, \theta_k)$.

Supongamos que tenemos un conjunto de n trayectorias de ciclón bidimensionales¹⁶ medidas a lo largo del tiempo. Cada trayectoria y_i es una matriz $n_i \times 2$ que contiene la secuencia n_i de mediciones de latitud y longitud (con n_i diferente para cada trayectoria y_i). El vector $n_i \times 1$ asociado de los tiempos en que se observaron las mediciones de y_i se denota como x_i .

El perfil de longitud se modela con un modelo de regresión polinomial de orden p en el que el tiempo (x_i) es la variable independiente (ecuación 3.7). De manera similar se da un modelo de regresión para el perfil de latitud (ecuación 3.8)

$$y_i^{(1)} = \beta_0 + x_i\beta_1 + x_i^2\beta_2 + \dots + x_i^p\beta_p + \epsilon_i \quad (3.7)$$

$$y_i^{(2)} = \beta_0 + x_i\beta_1 + x_i^2\beta_2 + \dots + x_i^p\beta_p + \epsilon_i \quad (3.8)$$

Ambas ecuaciones de regresión pueden definirse en términos de la matriz y_i , entonces la regresión polinomial puede escribirse como un sistema de ecuaciones lineales

¹⁶Aunque podría ser cualquier tipo de trayectoria

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & x_1^2 & \dots & x_1^p \\ 1 & x_2 & x_2^2 & \dots & x_2^p \\ 1 & x_3 & x_3^2 & \dots & x_3^p \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_n & x_n^2 & \dots & x_n^p \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_p \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \epsilon_1 \\ \epsilon_2 \\ \epsilon_3 \\ \vdots \\ \epsilon_n \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

que al usar la notación matricial resultan en

$$y_i = X_i \beta + \epsilon_i, \epsilon_i \sim N(0, \Sigma) \quad (3.10)$$

donde X_i es la Matriz de regresión de Vandermonde estándar $n_i \times (p + 1)$ asociada con el vector x_i , β es una matriz de coeficientes de regresión $(p + 1) \times 2$ (β contiene los coeficientes de longitud en la primera la columna y los coeficientes de latitud en la segunda columna) y ϵ_i es un término de error normal multivariado de matriz nula $n_i \times 2$ con una matriz de covarianza Σ de 2×2 .

La matriz de covarianza Σ contiene tres covarianzas: (1) la varianza de ruido σ_1^2 para cada medición de longitud, (2) la varianza de ruido σ_2^2 para cada medición de latitud, y (3) la covarianza entre dos mediciones de longitud y latitud. Se supone de forma simplificada que $\Sigma = \text{diag}(\sigma_1^2, \sigma_1^2)$ de modo que las dimensiones de latitud y longitud se traten como condicionalmente independientes dado el modelo.

Esta ecuación de regresión, junto con el modelo de error, define la función de densidad de probabilidad condicional de y_i dado x_i como $N(y_i | X_i \beta, \Sigma)$ y representa un modelo de curva probabilística que, naturalmente, permite curvas de longitud variable con intervalos de medición únicos y observaciones perdidas.

Incorporando esta función dentro de una función de densidad de mezcla condicional y agregando dependencia en k ¹⁷, se obtiene la definición del modelo estándar de regresión mixta como

$$P(y_i|x_i, \theta) = \sum_k^K w_k f_k(y_i|x_i, \theta_k) \quad (3.11)$$

y luego

$$P(y_i|x_i, \theta) = \sum_k^K w_k N(y_i|X_i\beta_i, \sigma_k^2 I) \quad (3.12)$$

La verosimilitud como la suma sobre todas las n curvas de esta densidad condicional toma la forma

$$\log P(Y|X, \Theta) = \sum_i \log \sum_k^K w_k N(y_i|X_i\beta_i, \sigma_k^2 I) \quad (3.13)$$

se usa esta función para calcular el *out of sample test log-likelihood scores* sustituyendo en un conjunto de datos invisible Y' para Y . Esta definición se utiliza para derivar el algoritmo de aprendizaje de EM en el agrupamiento de curvas.

3.4.3. Algoritmo de Expectación-Maximización

El algoritmo de Expectación-Maximización o algoritmo EM se usa en estadística para encontrar estimadores de máxima verosimilitud de parámetros en modelos

¹⁷En notación, esta dependencia se agrega en forma de subíndices en los parámetros como $\{\beta_k, \sum k\}$.

probabilísticos que dependen de variables no observables. El algoritmo alterna pasos de esperanza (paso E), donde se computa la esperanza de la verosimilitud mediante la inclusión de variables latentes como si fueran observables, y un paso de maximización (paso M), donde se computan estimadores de máxima verosimilitud de los parámetros mediante la maximización de la verosimilitud esperada del paso E. Los parámetros que se encuentran en el paso M se usan para comenzar el paso E siguiente, y así el proceso se repite.

El algoritmo EM empieza adivinando los parámetros de las distribuciones y los usa para calcular las probabilidades de que cada objeto pertenezca a un cluster y usa esas probabilidades para re-estimar los parámetros de las probabilidades, hasta converger (se puede empezar adivinando las probabilidades de que un objeto pertenezca a una clase). El cálculo de las probabilidades de las clases o los valores esperados de las clases es la parte de expectación. El paso de calcular los valores de los parámetros de las distribuciones, es la maximización (maximizar la verosimilitud de las distribuciones dados los datos).

Para estimar los parámetros se tiene que considerar que se tienen únicamente las probabilidades de pertenecer a cada cluster y no los clusters en sí. De esta forma las probabilidades actúan como pesos.

Capítulo 4

Análisis y resultados

4.1. Caso de estudio: Ciclón subtropical Lexi

En mayo de 2018, un ciclón con características subtropicales se formó a unos pocos cientos de kilómetros de la costa de Chile continental cerca de 80° W (Figura 4.1). La génesis de ciclones subtropicales es extremadamente rara en el extremo sureste del Océano Pacífico, debido a las bajas temperaturas de la superficie del mar generadas por la Corriente de Humboldt, y también debido a la desfavorable cizalladura del viento¹⁸ que suele ser más alta en la costa Oeste de América del Sur (*Garreaud y Muñoz (2005) [29], Muñoz y Garreaud (2005) [30]*). Aun más, el ciclón se formó fuera de la temporada oficial de ciclones para el hemisferio sur, con su peak en febrero/marzo. Y a diferencia de las condiciones anormalmente favorables, con un evento de El Niño en marcha, y anomalías de temperatura superficial del mar 1° C por encima de lo normal, que propiciaron la génesis del ciclón subtropical katie

¹⁸ NOAA's Hurricane Research Division website, What is a sub-tropical cyclone?.

en 2015¹⁹ (primer sistema tropical/subtropical que se formó al este del límite oriental oficial de la cuenca del Pacífico Sur de 120° W), el sistema se formó en aguas con temperaturas de entre 18° C a 20° C, que generalmente no admiten actividad suficiente para la formación de tormentas.

De esta forma se necesita alguna estructura sinóptica en niveles superiores que favorezca la convección en el centro de la baja en superficie, como una vaguada, una depresión aislada en niveles altos o una baja segregada para que se pueda desarrollar el ciclón con características subtropicales.

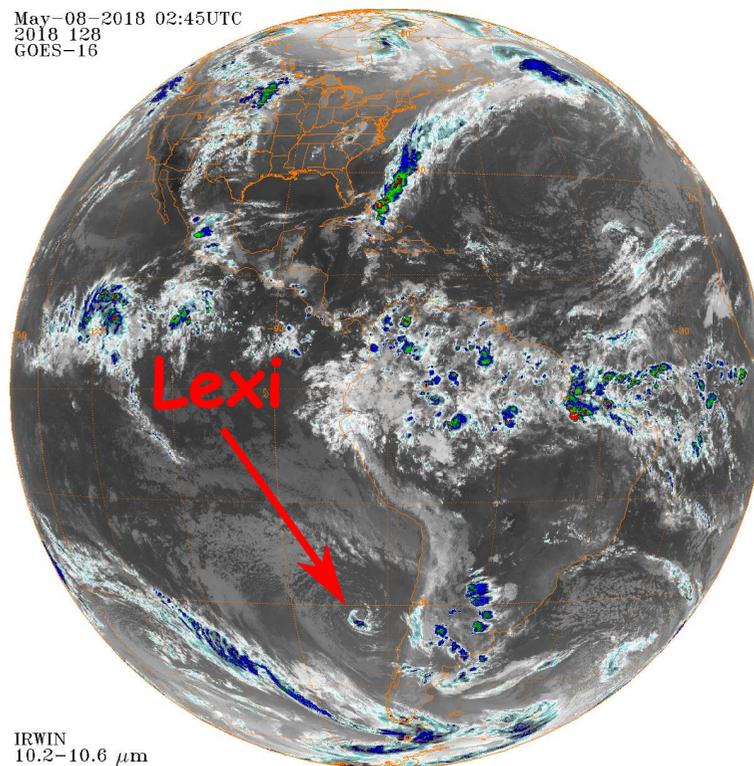


Figura 4.1: Imagen IR (infrarrojo) canal 13 satélite GOES-16, 08 de mayo de 2018 02:45UTC.

¹⁹Diamond, Howard J (August 25, 2015). "Review of the 2014/15 Tropical Cyclone Season in the Southwest Pacific Ocean Basin". Climate Program Office. National Oceanic and Atmospheric Administration.

En el caso de Lexi, la formación de una baja segregada favoreció el desarrollo de convección en superficie, al mismo tiempo que disminuyeron los vientos máximos en altura, y por lo tanto, la cizalladura vertical del viento también disminuyó. Esto permitió que la convección se desarrollara casi simétricamente alrededor del centro de la parte baja, dando lugar a una baja subtropical característica, sin frentes asociados.

La Figura 4.2 muestra el ciclo de vida de Lexi. Los colores indican presión en hPa y el tamaño de los círculos magnitud del viento en el punto de mínimo relativo de presión. S mayúscula denota el inicio del ciclo y E mayúscula el final. Números de color violeta indican horas desde inicio del evento. Cuadro superior muestra la relación entre la tropósfera baja vs la simetría alrededor del ciclón, cuadro inferior tropósfera baja vs tropósfera alta. Por otra parte, la Figura 4.3, centrada en el mínimo de presión del ciclón con un radio de 15° alrededor de él, muestra el seguimiento que fue hecho desde su inicio hasta su desaparición. Los colores indican presión a nivel del mar en hPa y vectores la velocidad del viento a 850 hPa. De forma paralela la Figura 4.4 muestra la temperatura de brillo [K] (banda de infrarrojo limpio canal 13 datos GOES-16) que permite aproximar la temperatura observada a la temperatura real de los cuerpos, entonces se pueden determinar sistemas meteorológicos y patrones nubosos.

Se puede apreciar (Cuadro superior Figura 4.2 (S)) que Lexi parte con una asimetría alta, puesto que se forma a partir de una vaguada en superficie (Figura 4.3 (a)) que no exhibe una circulación cerrada de vientos y que presenta un cumulo de nubes convectivas características (Figura 4.4 (a)). Cuando el sistema se encuentra separado en superficie como entidad única (Figura 4.3 (b)) y con una celda convectiva definida pero sin circulación cerrada (Figura 4.4 (b)) aun mantiene una baroclinicidad alta, aumentando un poco sus valores de B (Figura 4.2 (24 hrs)), a la vez que se

aprecia un “enfriamiento” drástico en la capa superior de 600-300 hPa donde existe una disminución de los valores de $-V_T^U$. A medida que el ciclón se mueve comienza a disminuir el parámetro B (tras alcanzar un máximo de $B = 75$), mostrando una pérdida de la baroclinicidad cuando se encuentra estacionaria frente a la costa de Chile (Figura 4.2 (48 hrs)), momento en el que se aprecia un aumento de la presión en superficie (Figura 4.3 (c)) y se logra observar el paso a una depresión tropical exhibiendo una notoria circulación en el patrón nuboso (Figura 4.4 (c)). En lo que respecta a su núcleo en la capa de 900-600 hPa, se observa un aumento de los valores de $-V_T^L$ (Figura 4.2 (48 hrs en adelante)) tornándose estos levemente positivos. La intensificación que sufre el sistema (Figura 4.3 (d) y (e)), reflejada en altura por la forma que adopta el patrón nuboso (Figura 4.4 (d) y (e)), donde además se observa que el ciclón pierde la naturaleza frontal (Figura 4.2 (72 hrs y posteriores)) se debe a la interacción con una baja segregada en formación (ver análisis Figura 4.5) que en altura disminuyó el cizalle y permitió su transformación en un ciclón subtropical (Figura 4.4 (f) y (g)). A partir de ahí, Lexi comienza a moverse dentro de latitudes más bajas donde se observa el decaimiento del sistema (Figura 4.3 (h),(i) y Figura 4.4 (h),(i)), reflejado en como los parámetros B , $-V_T^L$ y $-V_T^U$ se tornan “nulos”.

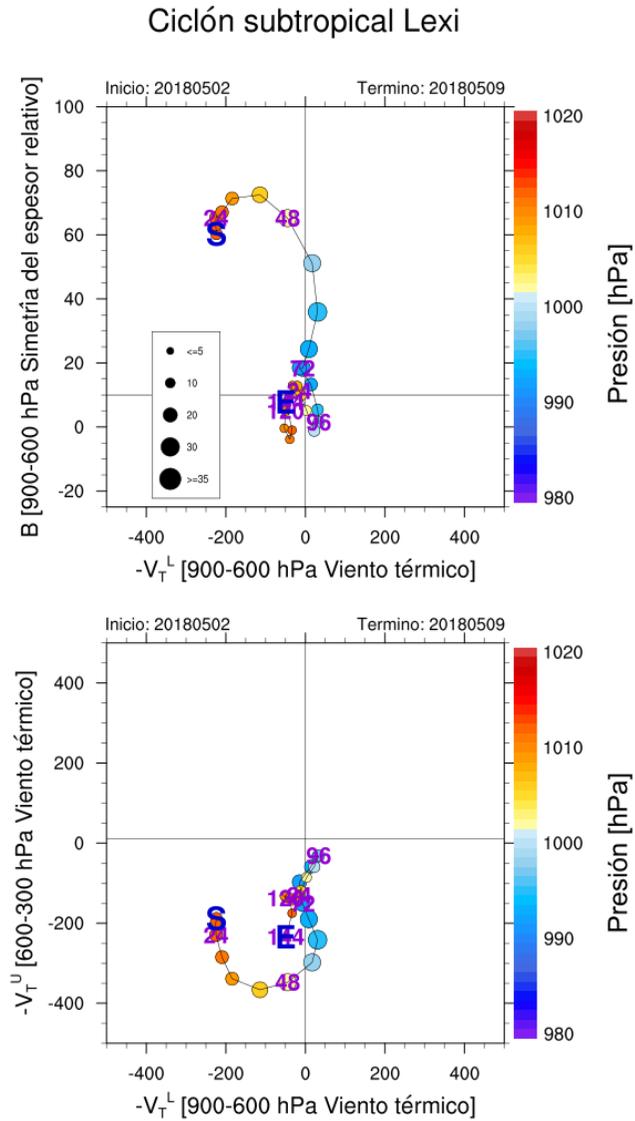


Figura 4.2: Diagrama de fase ciclón subtropical Lexi. Cuadro superior muestra la sección $-V_T^L$ vs B y cuadro inferior la sección $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. Colores indican presión en superficie. Tamaño de los círculos viento máximo en un radio de 500km. Letra “S” indica el inicio de la trayectoria y letra “E” el final de la misma. Números de color violeta indican horas desde inicio del evento. La curva fue suavizada mediante una media móvil de 24 hrs.

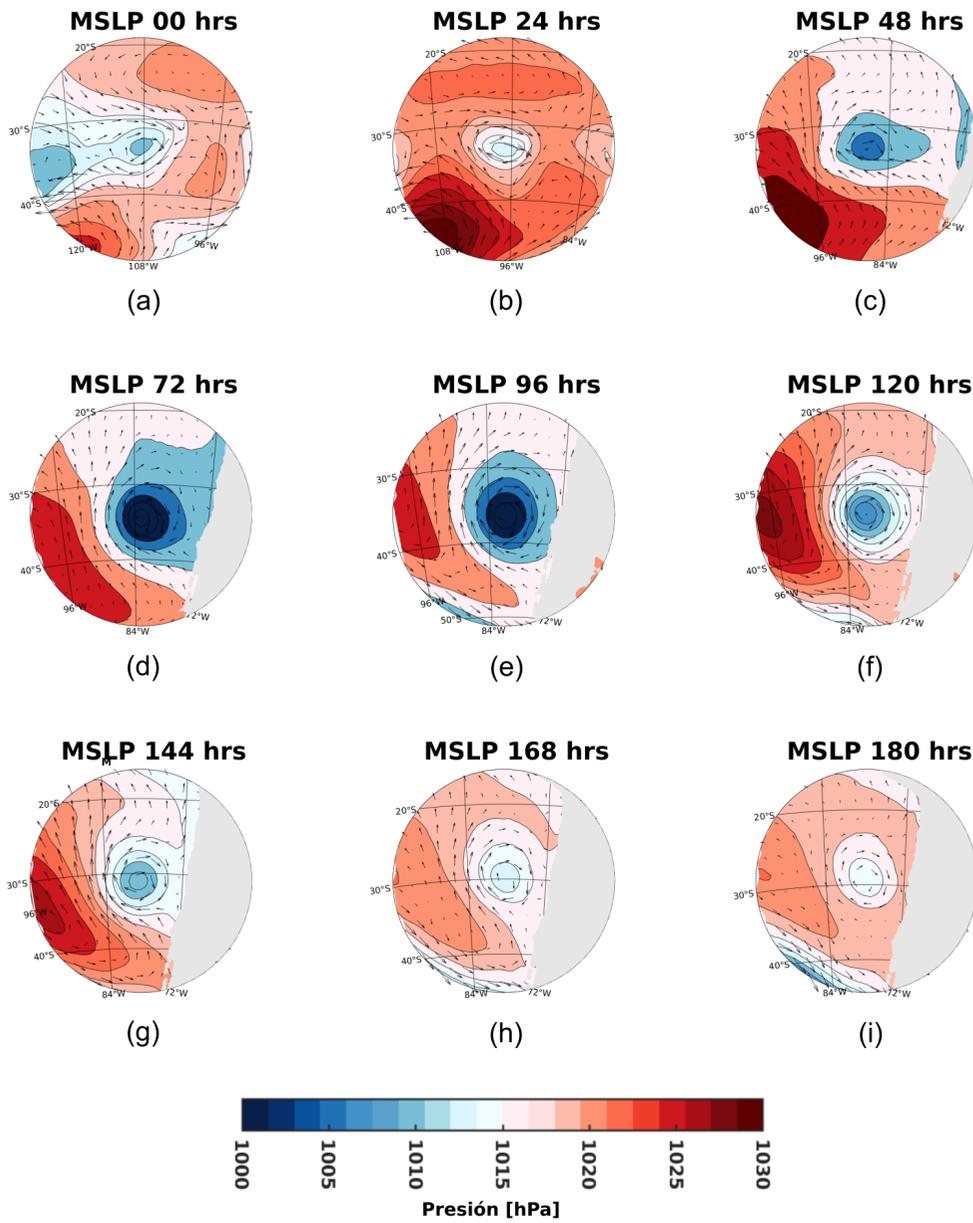


Figura 4.3: Presión a nivel del mar (hPa) para el ciclón subtropical Lexi. La figura sigue el centro de mínima presión asociado al ciclón en un radio de 15° . Vectores indican viento a 850 hPa.

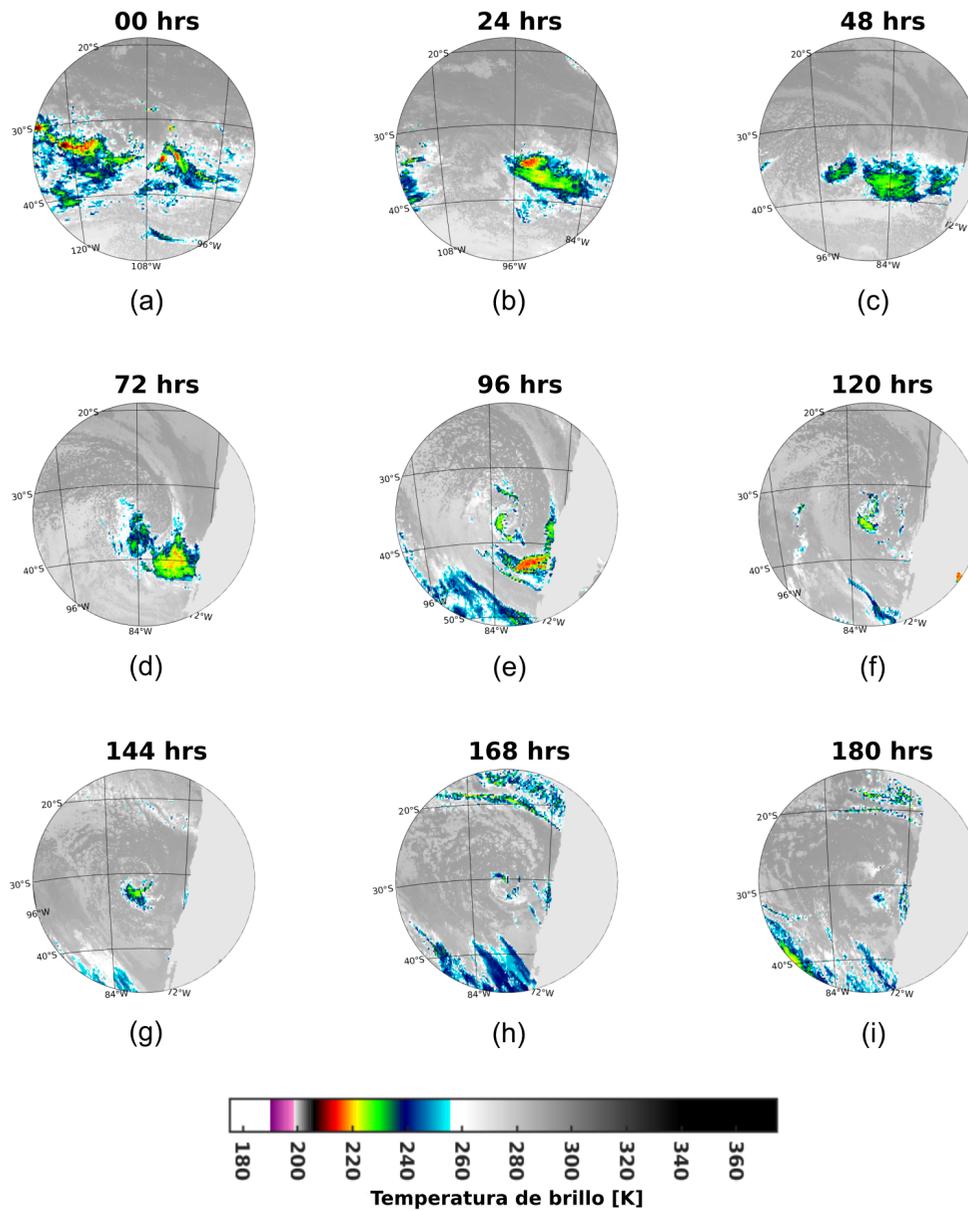
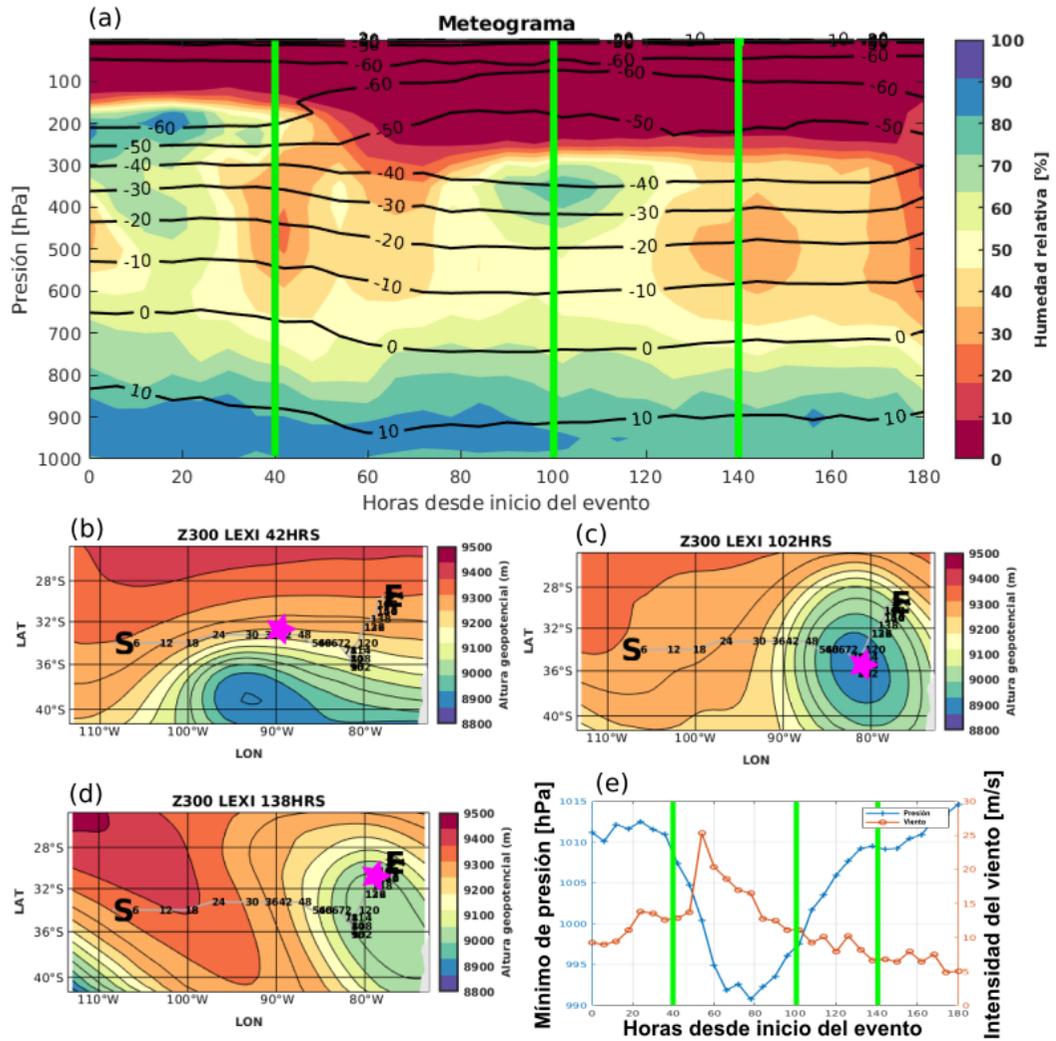


Figura 4.4: Temperatura de brillo [K] para el ciclón subtropical Lexi, la figura sigue el centro de mínima presión asociado al ciclón en un radio de 15° .

Por otra parte la Figura 4.5 cuadro (a) muestra el meteograma centrado en el mínimo de presión para Lexi promediado en un radio de 500 km. Colores indican humedad relativa [%] y contornos temperatura [$^\circ\text{C}$]. Cuadros (b,c,d) la altura geopotencial a

300 hPa (colores), y trayectoria del ciclón durante todo su ciclo de vida, letra “S” denota el inicio del evento y “E” el final. Cuadro (e) la curva de presión en superficie en hPa (azul) e intensidad del viento en superficie en m/s (naranja).

A partir de las 40 horas se puede apreciar la intrusión de aire frío y seco en el ciclón debido a la formación de una baja segregada de niveles superiores del cuadro (b), esta baja sigue en fase la trayectoria del ciclón por casi todo el ciclo de vida de éste, pero el forzamiento producido pareciera tener influencia solo en los instantes iniciales. El cuadro (c) muestra la posición de la baja segregada apilada en forma vertical con la baja en superficie pero según se puede apreciar en (a) la intrusión de aire seco es menor que en (b) donde aún no se lograba el apilamiento completo. En (d) por otra parte se vuelven a alcanzar valores similares a los presentes en (b) pero la intensidad del ciclón a 140 horas desde el inicio del evento se encuentra en pleno declive. Según se muestra en (e) el máximo de intensidad tanto en el mínimo de presión como en el máximo de la magnitud del viento, se da en el periodo comprendido de (b) a (c), es decir, entre las 40 y 100 horas desde ocurrido el inicio del seguimiento al ciclón.



(a)

Figura 4.5: Cuadro (a) muestra el meteograma para el ciclón subtropical Lexi, colores indican humedad relativa [%], contornos temperatura [°C]. Cuadros (b,c,d) la altura geopotencial a 300 hPa (colores), y trayectoria del ciclón durante todo su ciclo de vida, letra “S” denota el inicio del evento y “E” el final. Cuadro (e) la curva de presión a nivel del mar en hPa (azul) e intensidad del viento en superficie en m/s (naranja). Cuadros (a) y (e) siguen el centro de mínima presión asociado al ciclón promediando en un radio de 500 km. Líneas verticales verdes indican momentos a evaluar. Estrellas rosa la posición del ciclón en superficie.

4.2. Ciclones en la región

Los 742 ciclones encontrados por el algoritmo descrito en la sección 3.2 (Figura 4.6 (a)) representan solo un 19,4 % de los ciclones con génesis en esas latitudes (existiendo un total de 3827). En el 80,6 % restante los ciclones desaparecen antes de llegar a la zona de lisis considerada, o las trayectorias de éstos suelen ser más pronunciadas en lo que respecta a su movimiento meridional, terminando su vida al unirse a ciclones extratropicales en latitudes más altas (lo cual no descarta que cierto número de los ciclones considerados tengan el mismo final).

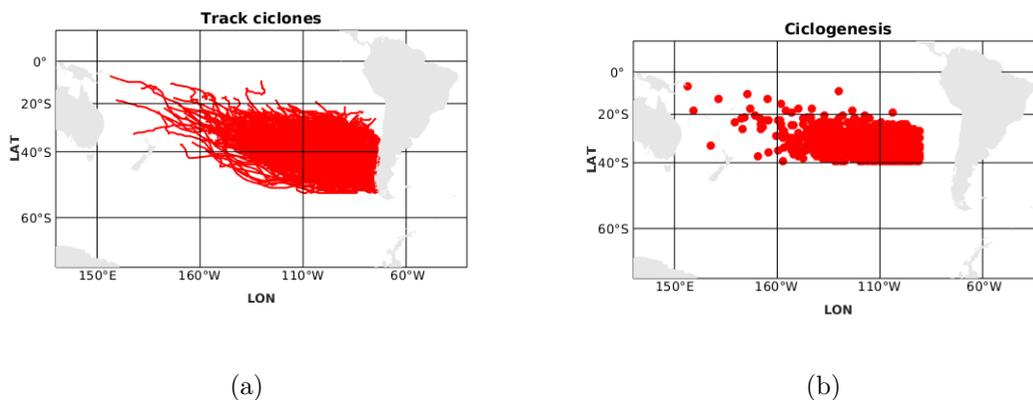
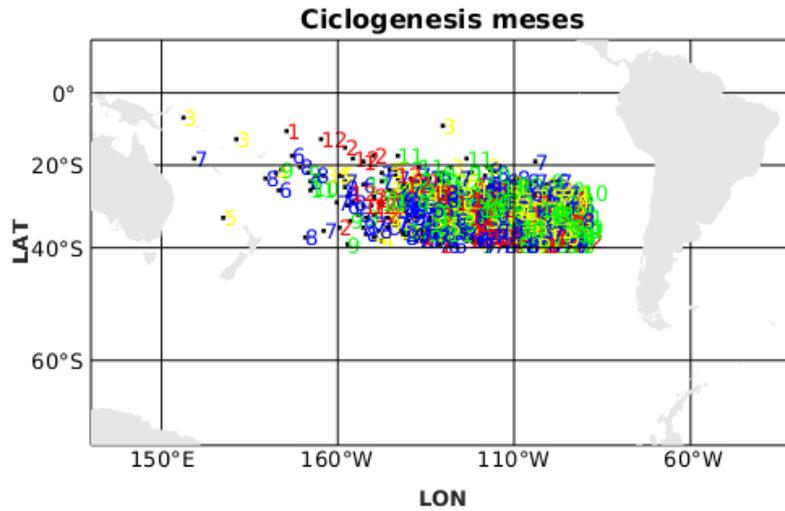


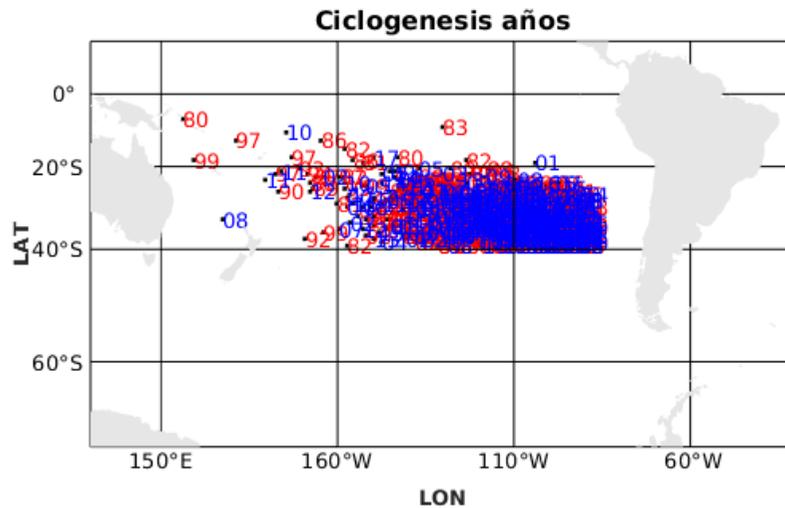
Figura 4.6: Tracks de ciclones durante el periodo 1979-2018 (a) y sus respectivas posiciones de génesis (b).

Es notorio al mirar los cuadros (a) y (b) de la Figura 4.6 que la región de génesis y rutas de track de estos ciclones se posicionan en el lado Este de la zona de inicio. Cuando se observan las zonas de génesis y tracks separadas por estación (DJF, MAM, JJA, SON con los colores rojo, verde, azul y amarillo respectivamente) se aprecia que no existe una clara diferenciación en cuanto a la posición de génesis o trayectoria

que siguen (Figura 4.7 y 4.8 respectivamente). De forma similar, una separación arbitraria (considerando el periodo escogido en el tiempo) para años previos al 2000 (rojo) vs años posteriores (azul) exhibe resultados similares a los presentados en la diferenciación por estaciones del año (Figura 4.7 y 4.8). Una mirada a los campos de presión a nivel del mar (no mostrado) pareciera indicar que la trayectoria de ciclones con génesis tropical/subtropical suele finalizar en mayor medida con la unión de estos sistemas a ciclones extratropicales en fechas previas al año 2000, sin embargo, los resultados obtenidos muestran (al menos en relación a las bajas que concluyen en la región de término elegida) que este comportamiento no parece real.

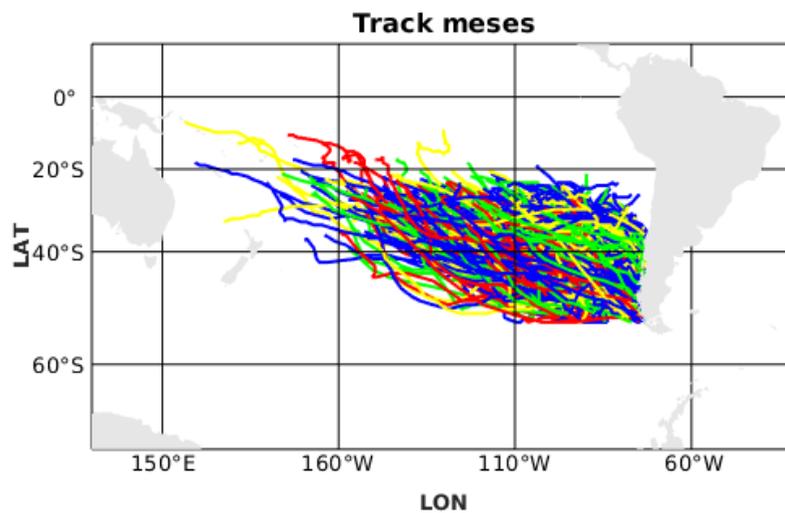


(a)

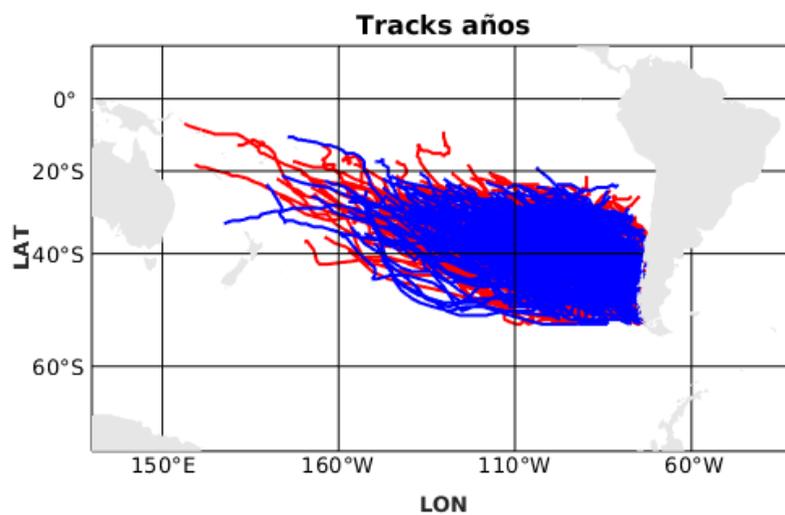


(b)

Figura 4.7: Posiciones de génesis de ciclones durante el periodo 1979-2018. Colores rojo, verde, azul y amarillo para las estaciones DJF, MAM, JJA, SON respectivamente (a). Colores en rojo para los años previos al 2000 y azules para años posteriores (b).



(a)



(b)

Figura 4.8: Igual a la Figura 4.7, pero para posiciones de tracks.

La densidad de los tracks de estos ciclones se presenta en la Figura 4.9 como el número de veces que las trayectorias descritas por ellos pasan en una grilla de $2^\circ \times 2^\circ$. Evidentemente la zona al Este de 110°W presenta un máximo pues se definió como la zona de lisis y todas las trayectorias terminan convergiendo en esa zona. Otro aspecto responsable de esto es que muchos de los tracks de menor longitud y por ende de menor duración, que son los causantes del máximo de génesis en el Este de la zona de inicio, suelen mantenerse en esa zona durante todo su ciclo de vida con muy poco desplazamiento.

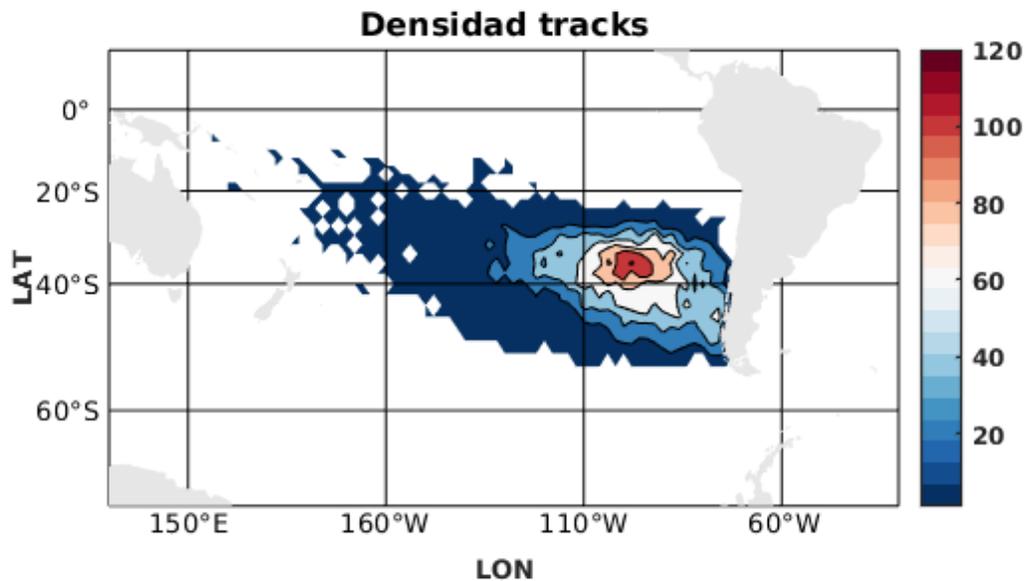


Figura 4.9: Densidad de tracks en grillas de $2^\circ \times 2^\circ$. Colores indican el número de veces que las trayectorias pasan por una grilla.

4.3. Climatologías

La Figura 4.10 muestra que no existe un aumento en la cantidad de ciclones formados a partir de depresiones tropicales que llegan a la costa del Pacífico Suroriental a lo largo de los años (a), pero sí, un ciclo estacional en la cantidad de ellos (b), siendo el máximo entre mayo y agosto, y el mínimo entre enero y febrero. Una explicación plausible de esta estacionalidad tiene relación con que el anticiclón subtropical del Pacífico Sur es más intenso durante la estación de primavera/verano y actúa como una barrera de los ciclones en su trayecto con dirección Este.

Desde otra perspectiva, estos sistemas presentan una ocurrencia promedio de 18,77 eventos por año, con una desviación estándar de 4,94 eventos. En el cuadro 4.3 se presenta de igual forma, la ocurrencia por estaciones del año y el periodo de mayo a agosto donde se da el máximo de estos eventos, su desviación estándar y el porcentaje que representan respecto del promedio anual. Al mirar la relación entre los promedios y las desviaciones estándar, encontramos que los mayores sesgos (o valores extremos) se dan en la estación de DJF, decreciendo en MAM, alcanzando su mínimo en JJA y aumentando nuevamente en SON.

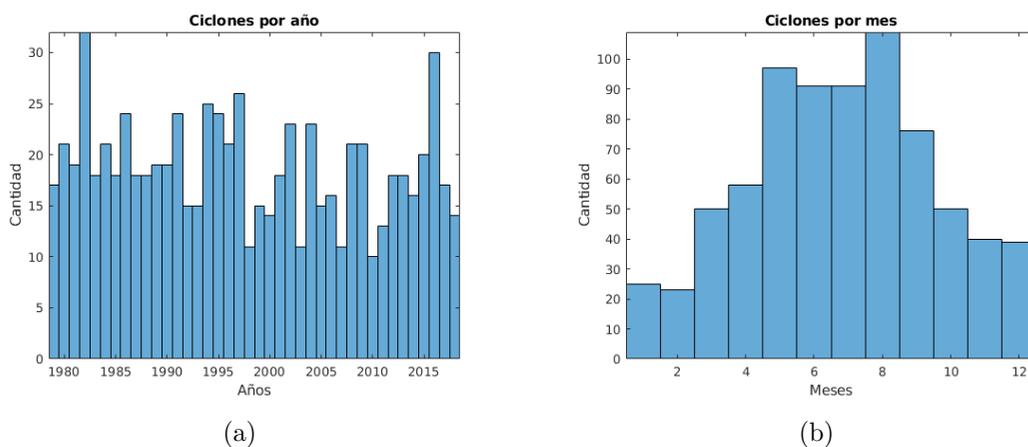


Figura 4.10: Número de ciclones por año (a) y mes (b).

Meses	Promedio	Desviación estándar	Porcentaje (%)
DJF	2,20	1,57	11,72
MAM	5,15	2,31	27,43
JJA	7,27	3,06	38,73
SON	4,15	1,80	22,10
MJJA*	9,70	3,65	51,67

Cuadro 4.1: Ocurrencia promedio de eventos, desviación estándar y porcentaje de ocurrencia respecto de la ocurrencia promedio anual (18,77 eventos), para las estaciones del año (DJF, MAM, JJA, SON) y el periodo de máxima ocurrencia (MJJA*).

En cuanto a las características más importantes de estos ciclones, es decir, intensidad y magnitud de viento, se muestran en la Figura 4.11 (a) la velocidad promedio de los ciclones a lo largo de la trayectoria recorrida, siendo su promedio y desviación estándar, $12m/s$ y $2,5m/s$ respectivamente. En (b) por otra parte se puede apreciar la máxima intensidad que lograron los ciclones medida en hPa . Como bien se estableció anteriormente, la intensidad, salvo por algunos casos realmente excepcionales, no se compara con los ciclones extratropicales, encontrándose el promedio de mínimo de presión en $992 hPa$ con una desviación estándar de $13 hPa$.

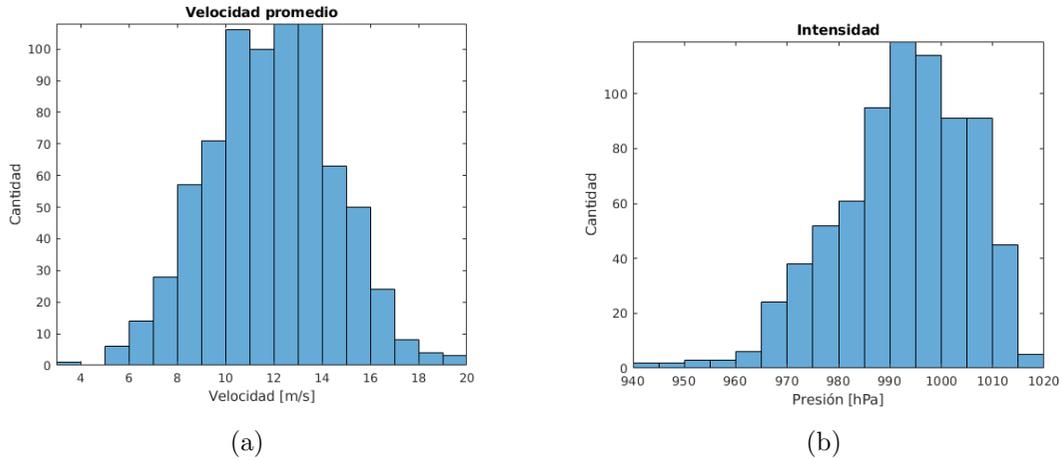


Figura 4.11: Velocidad promedio (a) e intensidad máxima alcanzada por los ciclones (b).

Por otra parte los extremos de estos eventos en cuanto a presión (10 % más intenso vs 10 % menos intenso) son mostrados como promedios de presión, viento promedio y duración en el Cuadro 4.2. La relación entre un gradiente de presión y el viento resulta clara²⁰, por eso no es de extrañar que el 10 % menos intenso (1011 hPa) posea un menor valor de viento promedio (9,7 m/s), si se compara con los 14,1 m/s del 10 % de mayor intensidad (967 hPa). Esta conexión entre variables no resulta directa cuando se considera la duración promedio de los ciclones, sin embargo, conociendo otros aspectos que caracterizan a estos grupos extremos se puede encontrar la relación entre su intensidad y duración. Las trayectorias de los ciclones que están en el 10 % menos intenso suelen estar cerca de la región de término, así, se encuentran en un entorno dominado por la alta subtropical que inhibe su desarrollo, tanto en intensidad como en duración (66 hrs). Por otra parte, los ciclones que están dentro

²⁰Puesto que la fuerza de aceleración es proporcional al gradiente de presión (es decir, a la diferencia de presión sobre una distancia dada), cuanto mayor sea el gradiente de presión, tanto más fuertes serán la aceleración y el viento que esta puede producir.

del 10 % mas intenso se forman lejos de la zona de término (dando una duración promedio de 120 hrs), así, su desarrollo se da en una zona donde el entorno no es dominado por el anticiclón subtropical. De todas formas hacer una separación respecto del percentil 90 y 10 no es aconsejable, pues resulta en valores no representativos.

Rango	Presión (hPa)	Viento promedio (m/s)	Duración (hrs)
10 % -	1011	9,7	66
10 % +	967	14,1	120

Cuadro 4.2: Valores promedios de presión, viento promedio y duración del 10 % mas intenso y 10 % menos intenso.

4.3.1. Relación con ENOS

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es el modo climático más dominante en escalas de tiempo interanuales, y es un factor predictivo crítico en los pronósticos estacionales. Durante El Niño, la cizalladura vertical del viento sobre el Pacífico Suroriental se reduce en respuesta a un clima ecuatorial anormalmente cálido en el Centro-Este y el contenido anómalo de calor en el Océano tiende a favorecer la convección por encima de lo normal. Los resultados obtenidos muestran que el número de estos sistemas sinópticos de latitudes bajas en la cuenca Este del Pacífico Sur no está controlado por la variabilidad de ENOS, exhibiendo correlaciones de 0,2-0,3 entre índices de ENOS y el número de ciclones. La Figura 4.12 muestra en el panel izquierdo (derecho) la diferencia entre el numero de ciclones formados bajo condiciones de El Niño y La Niña por longitud (latitud). No se presentan latitudes o longitudes significativas donde se dé un máximo en el número de ciclones de una fase sobre otra para una significancia del 5%. De todas formas, el máximo número de ciclones se presenta en

longitudes cercanas a 250°E y latitudes de 30°S (no mostrado).

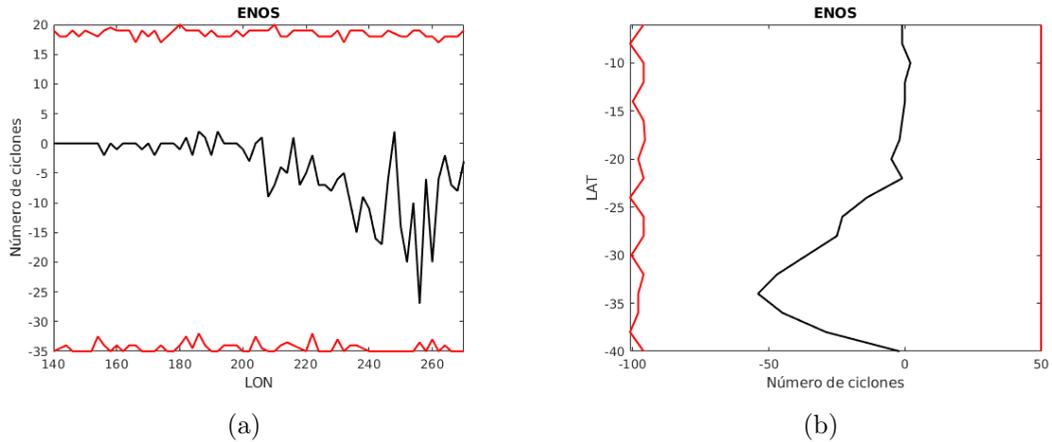
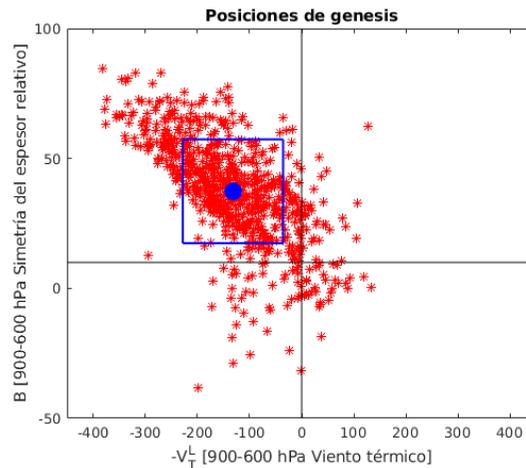


Figura 4.12: Diferencia entre el número de ciclones formados bajo condiciones de El Niño y La Niña (línea de color negro) y significancia del 5% (líneas de color rojo). Cuadro (a) por longitud y cuadro (b) por latitud.

4.4. Parámetros de Hart

Respecto de la dinámica de estos ciclones, que como se mencionó en la introducción es uno de los tópicos clave de este trabajo, encontramos en la Figura 4.13 los puntos de génesis de cada uno de los ciclones considerados. Con un círculo azul se muestra el punto de génesis promedio encerrado en un cuadrado que marca la desviación estándar de los mismos. Esta posición promedio muestra que estos sistemas en general se generan como ciclones con una asimetría positiva (B positivo), es decir, están caracterizados por una baroclinicidad alta y un núcleo frío en la parte baja de la tropósfera ($-V_T^L$ positivo). Lo cual podría indicar que estos sistemas están asociados a zonas frontales no convencionales de latitudes bajas. A partir de aquí, estos sistemas evolucionan en su camino hacia el este adquiriendo características de

una baja simétrica (B en torno a cero) y un núcleo “nulo” en la capa de 900-600 hPa , zona donde se produce la lisis del ciclón (no mostrado). De forma simultanea en la parte alta de la tropósfera se pasa de un núcleo frío ($-V_T^L$ negativo) a una condición “nula” ($-V_T^L$ en torno a cero).



(a)

Figura 4.13: Sección vertical a través del espacio de fase $-V_T^L$ vs B en los tiempos de génesis. Posición promedio círculo solido azul. Cuadrado encierra la desviación estándar.

Por otra parte, se presenta en la Figura 4.14 la densidad de los tracks (suavizados mediante una media móvil de 24 hrs) en el espacio de fase, cuadro (a) para $-V_T^L$ vs B y cuadro (b) para $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. En (a) se aprecia un máximo de densidad en torno al punto de intersección $(0,10)$, con un gradiente radial máximo en la dirección $(x,-y)$ y mínimo en la dirección $(-x,y)$. Esta región de máxima densidad puede ser atribuida a la zona de lisis de los ciclones, donde todas las trayectorias terminan convergiendo. También resulta notorio que valores de $-V_T^L$ negativos son mas comunes, pero que aun así existe un numero no menor de ciclones que consiguen

alcanzar en algún momento de sus trayectorias valores de $-V_T^L$ positivos. En (b) por otra parte, tenemos un máximo cercano al punto $(-50,-150)$ con prácticamente todas las trayectorias restringidas a valores negativos de $-V_T^U$.

También se logra apreciar una dependencia de la intensidad del ciclón en la variable de $-V_T^L$ (Figura 4.15 (a) y (b)), mientras más cálido es el núcleo (incremento de $-V_T^L$) existe una mayor intensidad de los ciclones. Por ejemplo, a un valor fijo de $B = 50$ se puede observar un descenso de la presión de 50 hPa desde 1030 hPa (en $-V_T^L = -300$) hasta 980 hPa (en $-V_T^L = -150$) (Figura 4.15 (a)). Un descenso de presión similar se observa para un valor fijo de $-V_T^U = -100$ (Figura 4.15 (b)). Esta dependencia no es tan clara en B o $-V_T^U$, y depende del lugar donde se quiera medir. Un corte vertical en $-V_T^L = -200$ o en $-V_T^L = 200$ muestra que no existe un gran cambio de la presión (Figura 4.15 (a) y (b)).

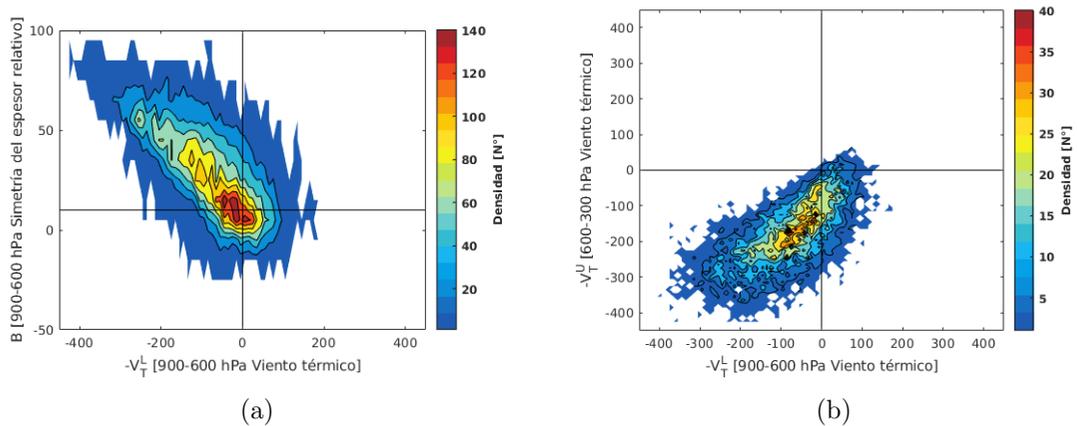


Figura 4.14: Espacio de fase para los tracks de ciclones. Colores indican densidad del conteo de tracks que pasan por el grillas de 10x10. Cuadro (a) $-V_T^L$ vs B . Cuadro (b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$.

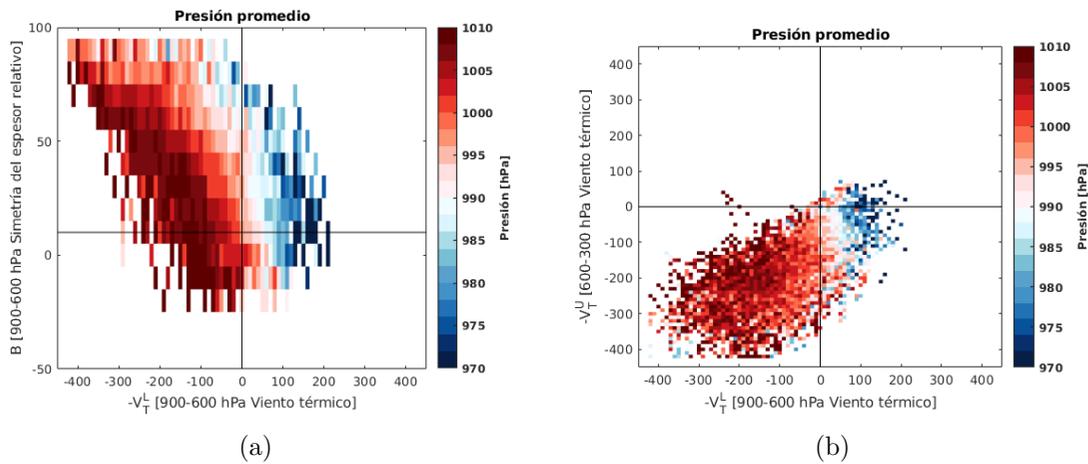


Figura 4.15: Presión promedio en el espacio de fase para los tracks de ciclones. Colores indican presión en hPa sobre grillas de 10×10 . Cuadro (a) $-V_T^L$ vs B. Cuadro (b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$.

4.5. Percentil 50: eventos intensos vs no intensos

La Figura 4.16 muestra la evolución de la presión media del ciclón (eje vertical) a lo largo de toda su trayectoria (eje horizontal), centrandó la posición temporal en el momento en que alcanza la mínima presión. Los tracks en la Figura 4.16 se separan en 2 grupos en base a si el mínimo observado en la trayectoria está por sobre (50% superior) y debajo (50% inferior) de 995 hPa (mediana). Además, se observa que el grupo con mínimos de presión más bajos (altos) tienden a tener trayectorias más largas (cortas).

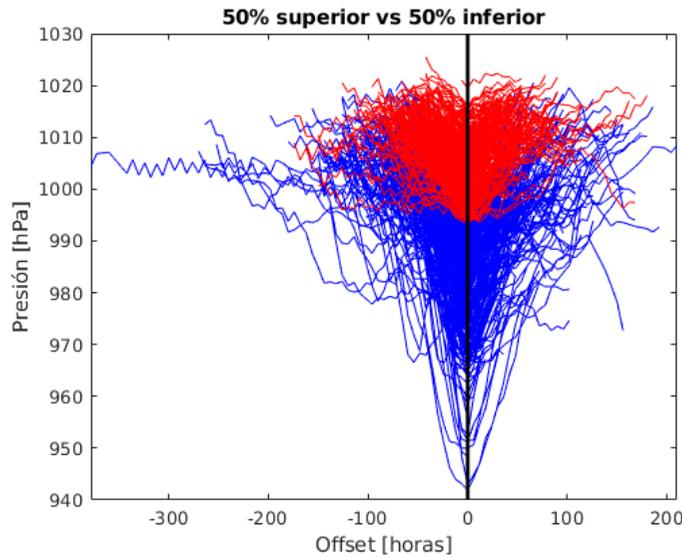


Figura 4.16: Series de presión para los tracks centrados en el mínimo de presión alcanzado durante su trayectoria. Eje x muestra el offset (desplazamiento) en horas respecto del momento en que se alcanza el mínimo de presión. Color rojo denota el 50 % de los tracks menos intensos y color azul el 50 % de los tracks más intensos, medidos a partir del percentil 50. Línea vertical negra marca el offset de 0 horas.

La diferencia entre el 50 % de los ciclones más intensos y el 50 % menos intenso en el espacio de fase es mostrada en la Figura 4.17, cuadro (a) para $-V_T^L$ vs B y cuadro (b) para $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. Los ciclones que logran una intensidad mayor suelen tener mayores valores de $-V_T^L$ y menores de B a lo largo de sus etapas de formación, desarrollo y maduración. De la misma forma suelen tener mayores valores de $-V_T^U$ (manteniéndose siempre en la categoría de núcleo frío para la troposfera superior). El hecho de que la cantidad de ciclones sobre y bajo el percentil 50 de intensidad sea igual (por definición) no implica que la distribución de puntos sea igual en los diagramas mostrados. Desde que el 50 % superior (ciclones menos intensos) tienen un tiempo de vida de aproximadamente la mitad que el 50 % inferior y por tanto un número de puntos en la misma relación, las diferencias mostradas en los cuadros (a) y (b) no son categóricas. En vista de la poca variación de los ciclones menos intensos

(desde que nacen hasta que mueren), de su corta duración y de la región a la que están restringidos, es posible inferir que no interactúan con estructuras o fenómenos sinópticos importantes (si se comparan con lo que puede suceder en los casos que si logran una depresión notoria). Este no es el caso de los ciclones más intensos. Aquí la variedad de factores que pueden influir es mayor y resulta en un conjunto de curvas que pueden ser separadas en grupos de acuerdo a los fenómenos que las controlan.

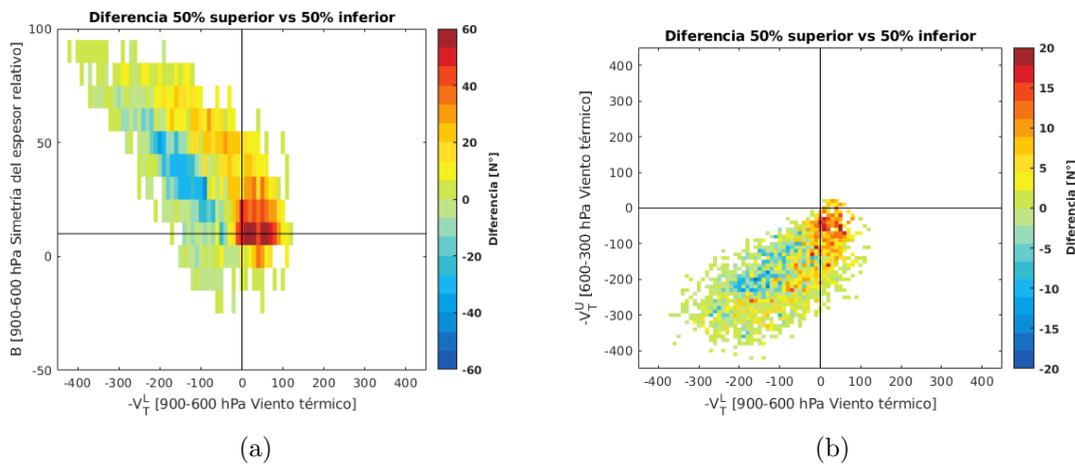


Figura 4.17: Diferencia de densidad de tracks en espacio de fase, sección $-V_T^L$ vs B cuadro (a) y sección $-V_T^U$ vs $-V_T^L$ cuadro (b). Los planos muestran la resta entre la densidad asociada al 50% de los ciclones más intensos y la densidad del 50% menos intenso. Colores indican la diferencia entre el número de puntos acumulados por cada grupo (50% superior y 50% inferior) en grillas de 10x10.

4.6. Clustering

Un análisis de cluster para la localización espacial de las curvas pareciera ser lo primordial cuando se plantea este tipo de análisis para un conjunto de tracks de ciclones, sin embargo esto no es del todo cierto. El conjunto de tracks seleccionados

está condicionado a finalizar en una franja del Pacífico Suroriental, de la misma forma la región de génesis de estos ciclones es acotada de forma particular a latitudes tropicales/subtropicales. Un análisis de cluster bajo estas condiciones agruparía los tracks según su posición de génesis lo cual de forma implícita estaría condicionado a la longitud de estos mismos. De forma similar un traslado de los tracks a una posición relativa de (0,0) corregiría la dependencia de la posición pero se seguiría manteniendo la dependencia a la dirección que siguen la trayectorias(E-SE). Por eso un análisis de cluster en función de las características termodinámicas que definen estos ciclones a lo largo de su vida surge como una opción de mayor validez para caracterizar estos grupos.

Las curvas trazadas en el espacio de fase ciertamente son un buen proxy para agrupar los tracks, sin embargo ocupar el espacio 3D completo resulta redundante. En la Figura 4.14 (b) apreciamos la poca variación del parámetro $-V_T^U$. Es por esto que se realiza un análisis de cluster para los tracks solo en función de la sección vertical B vs $-V_T^L$. Así se pueden agrupar diferentes características. Por ejemplo las 4 mas plausibles resultan en (ver Figura 3.10):

1. Un movimiento en la dirección x,y denota un aumento de la baroclinidad y un enfriamiento del núcleo en la troposfera baja/media.
2. Un movimiento en la dirección -x,-y caracteriza un perdida de la baroclinicidad y un calentamiento del núcleo.
3. Un movimiento en la dirección -x,y caracteriza un aumento de la baroclinicidad y un enfriamiento del núcleo inferior.
4. Un movimiento en la dirección x,-y caracteriza una perdida de la baroclinicidad

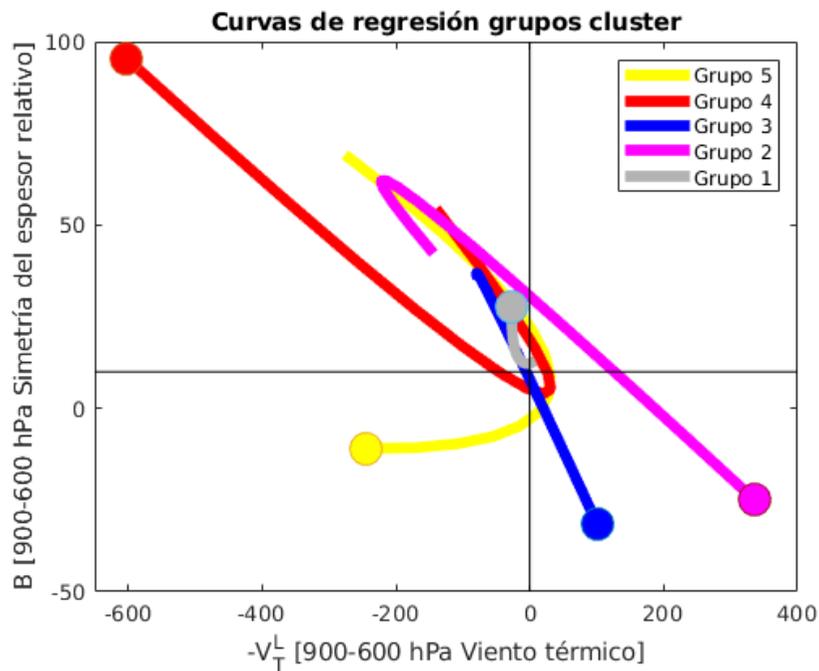
y un calentamiento del núcleo inferior.

Un ciclón ciertamente puede mantenerse dentro de uno de los cuadrantes durante todo su ciclo de vida, pero las trayectorias hechas por el mismo permiten conocer ciertas tendencias que pueda tener un ciclón aunque esto no implique un cambio determinante de las características que lo definen. Otro aspecto a considerar es la varianza para las variables donde la de $-V_T^L$ es mayor que la de B (13 a 30 veces). Bajo estas condiciones una normalización sería lo ideal, pero dado que estas variables son ya de por sí complejas, realizar un análisis de cluster a partir de la normalización de ellas complicaría las interpretaciones. Es por esto que se decide trabajar sin alterarlas.

Con la finalidad de hacer esta separación objetiva, se procede a aplicar un modelo estándar de regresión mixta con una aproximación polinomial de segundo grado, utilizando un algoritmo EM de 30 iteraciones para los parámetros de inicio, repitiendo el proceso 5 veces. Aquel resultado (de los 5) que presente la mayor verosimilitud es seleccionado como curva representativa de los tracks. La Figura 4.18 muestra las curvas de regresión obtenidas para cada uno de los grupos en la sección del espacio de fase B vs $-V_T^L$, en ella podemos observar que cada uno de los grupos se caracteriza por:

- Grupo 1: Se mantiene durante todo el ciclo en valores neutros, tanto de B como $-V_T^L$ (curva gris).
- Grupo 2: Pequeño aumento de la baroclinicidad y una posterior pérdida de la misma mientras hay un fuerte paso de núcleo frío a cálido (curva violeta).

- Grupo 3: Pérdida de baroclinicidad y paso de un núcleo frío a cálido (curva azul).
- Grupo 4: Pérdida de baroclinicidad y aumento del parámetro $-V_T^L$ llegando a valores de un núcleo neutro, con un posterior incremento de la baroclinicidad y una intensificación del núcleo frío (curva roja).
- Grupo 5: Pérdida de baroclinicidad y un aumento de la intensidad en el núcleo frío llegando a valores levemente positivos de $-V_T^L$ (núcleo cálido), y una posterior disminución del parámetro $-V_T^L$ llegando nuevamente a un núcleo frío pero sin ganar baroclinicidad (curva amarilla).



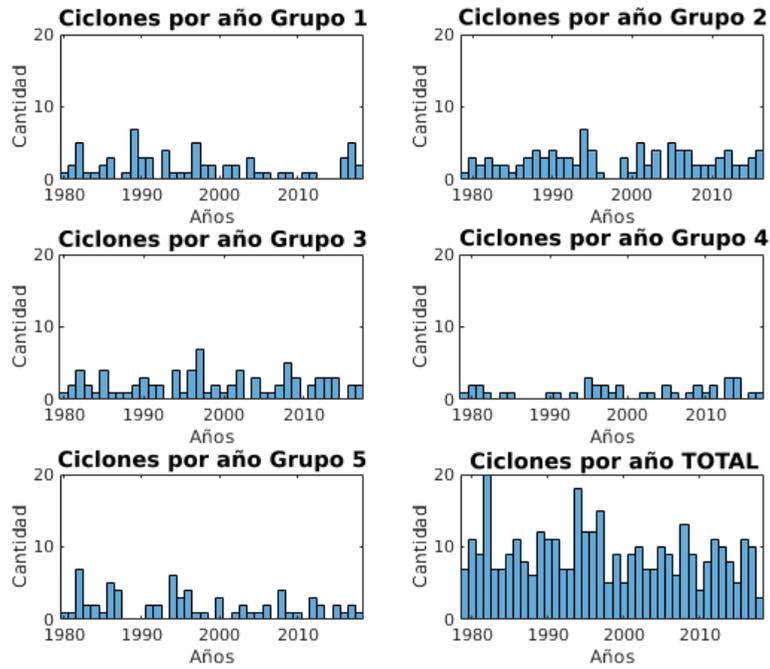
(a)

Figura 4.18: Curvas de regresión encontradas por el método de clustering para el 50% de los ciclones más intensos, de acuerdo a la clasificación hecha en la Figura 4.16. Círculo sólido indica el final de la respectiva trayectoria.

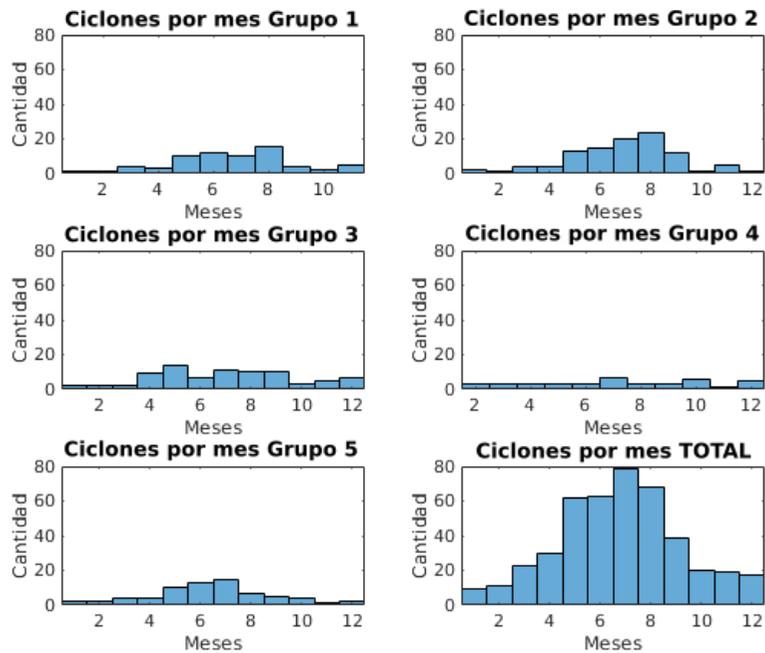
El Cuadro 4.3 resume la cantidad de ciclones por grupo y su porcentaje respecto del 50% más intenso, así como del total (que resulta ser el doble por usar como separación el percentil 50). La Figura 4.19 (a) muestra los histogramas por año para cada uno de los grupos y (b) de la misma forma lo hace para los meses. Los grupos 1, 3 y 5 son los más parecidos en cuanto a su cantidad, ocurrencia a lo largo de los años y estacionalidad, sin embargo sus curvas de regresión parecieran ser muy dispares entre sí, en tanto, el grupo 2 que muestra el mayor número de ocurrencias, exhibe una frecuencia a lo largo de los años distinta de los 3 grupos anteriores con una marcada disminución previa al año 2000, pero igualmente con una estacionalidad similar a la de los otros. El grupo 4 finalmente registra el menor número de eventos siendo el que presenta una curva de regresión más interesante y marcada en cuanto a su forma, manteniendo similitudes respecto de los primeros 3 grupos mencionados en cuanto a estacionalidad y ocurrencia a lo largo de los años.

Grupo	Cantidad	Porcentaje respecto de 50% mas intenso (371)	Porcentaje respecto del total (742)
1	70	18,8	9,4
2	104	28,0	14,0
3	84	22,6	11,3
4	42	11,3	5,7
5	71	19,1	9,6

Cuadro 4.3: Cantidad de miembros por cluster, porcentaje relativo al 50% mas intenso y al total.



(a)



(b)

Figura 4.19: Cantidad de ciclones ocurridos por año (a) y mes (b) para cada uno de los grupos del cluster. Ultimo cuadro tanto de (a) como (b) muestra la cantidad total (análogo a la Figura 4.10).

4.7. Compuestos de gran escala

La Figura 4.20 muestra los compuestos espaciales de gran escala para la deformación zonal por estiramiento de viento zonal a 200 hPa ($\frac{\partial U_{200}}{\partial x}$) para cada uno de los grupos del cluster. Un valor negativo representa una disminución de la intensidad del viento y por tanto la zona donde se está evaluando puede ser visualizada como las salidas del jet en altura. Las marcas de color negro en los mapas representan las zonas de génesis en superficie de cada uno de los miembros de los respectivos cluster. Las posiciones de génesis como se esperaba se producen en la salida del jet y no varían mucho de un grupo a otro, con excepción de los grupos 4 y 5 que presentan zonas de entrada al jet cercanas. En superficie, por otra parte (Figura 4.21) se tienen los compuestos de anomalías zonales de presión en superficie, donde se logra apreciar que el patrón de génesis tiende a ser una franja de anomalía negativa entre dos anomalías positivas. Estas anomalías producidas por el paso de altas migratorias y el Anticiclón del Pacífico Sur interactúan entre sí permitiendo la formación de una circulación ciclónica cerrada en superficie. Se puede notar además que el debilitamiento de la anomalía positiva cercana a la costa permite la génesis de ciclones en posiciones más orientales, lo cual refuerza la idea inicial del efecto que tiene el flanco Oeste del Anticiclón subtropical en la generación de estos sistemas.

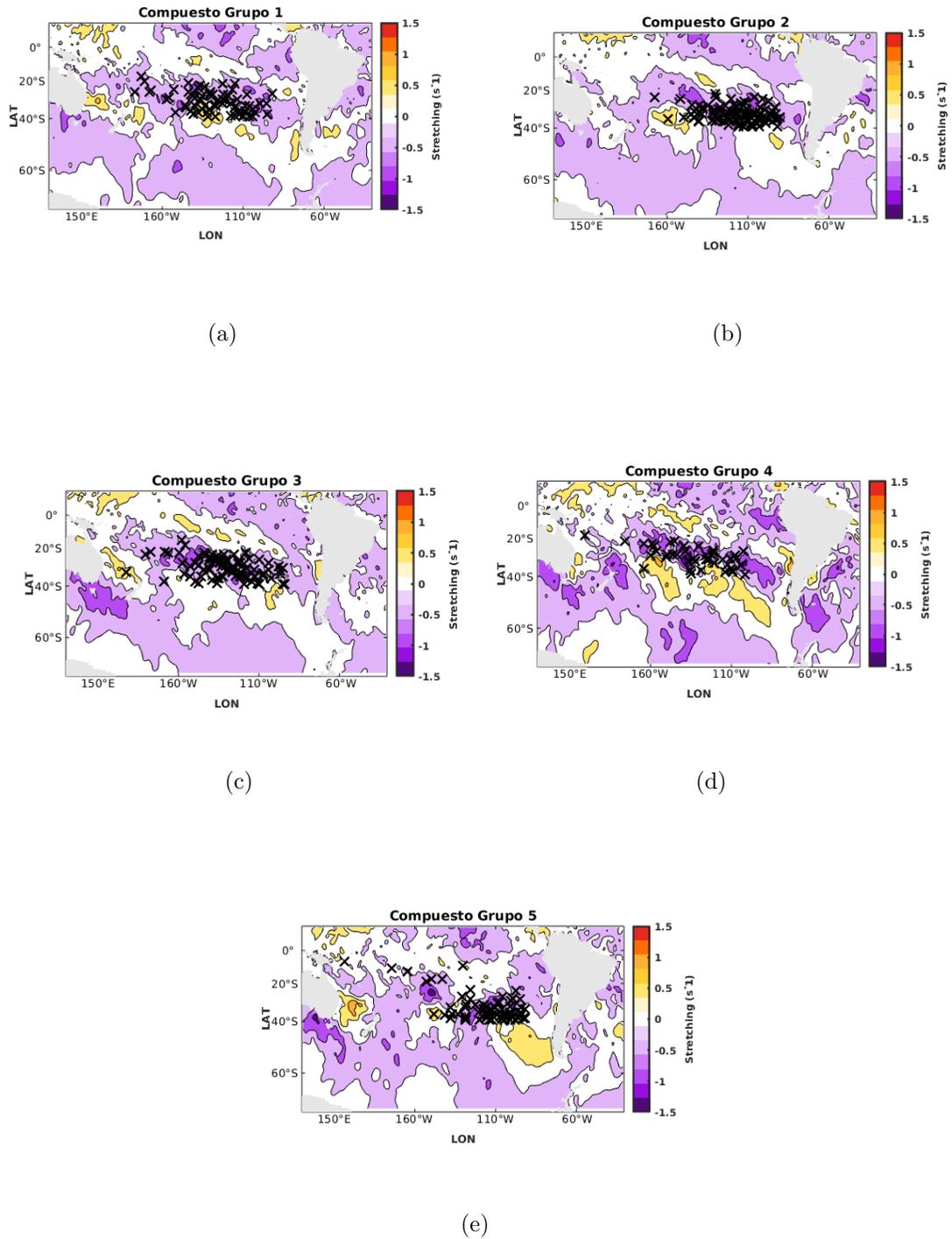


Figura 4.20: Deformación zonal por estiramiento para viento zonal a 200 hPa. Marcas con “X” indican las posiciones de génesis para cada uno de los miembros del respectivo grupo.

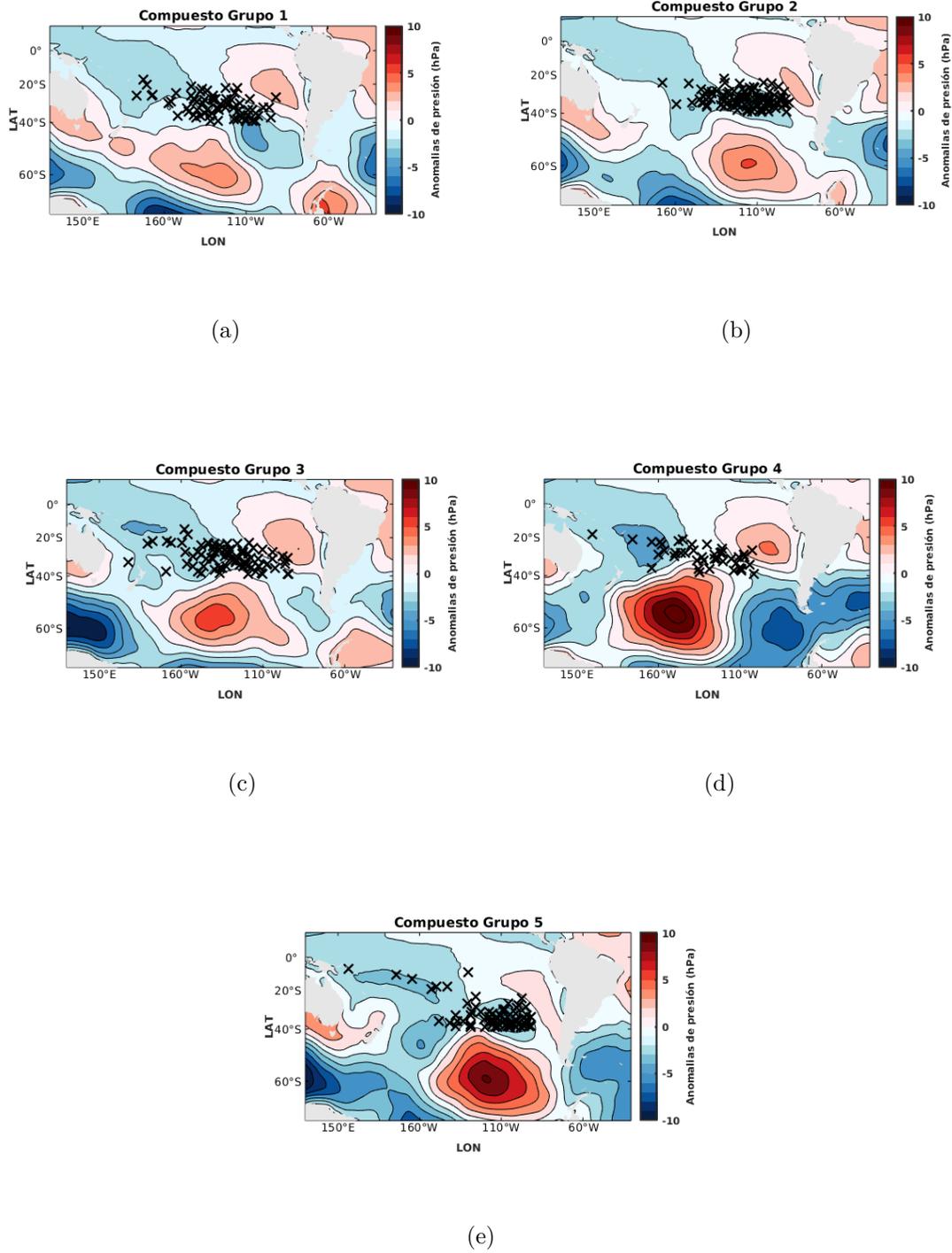


Figura 4.21: Igual que la Figura 4.20 pero para anomalías zonales de presión en superficie.

Capítulo 5

Conclusiones

Existen sistemas de bajas presiones que llegan a las costas frente a Chile que tienen un origen tropical o subtropical. Siendo ésta la primera vez que se describe la existencia de eventos de baja presión que no tienen un origen extratropical, agregando este tipo de eventos a la climatología de Chile.

Estos sistemas presentan una ocurrencia promedio de 18,77 eventos por año, con una desviación estándar de 4,94 eventos. En tanto, por estación se tienen valores de 2,20 y 1,57 para verano, 5,15 y 2,31 para otoño, 7,27 y 3,06 para invierno, 4,15 y 1,80 para primavera, siendo sus porcentajes respecto del total anual 11,72 %, 27,43 %, 38,73 % y 22,10 % respectivamente. Para el máximo de eventos que se da entre mayo y agosto cuando el anticiclón subtropical de Pacífico Sur está en su posición más tropical, los valores de promedio y desviación estándar son de 9,70 y 3,65, representando un 51,67 % del total de eventos anuales. Se observa además que existe una variabilidad interanual sin relación con ENOS y sin tendencias.

Estos ciclones presentan una velocidad e intensidad máxima (mínimo de presión) promedio de $12m/s$ y $992 hPa$, con desviaciones estándar de $2,5m/s$ y $13hPa$. Desde la mirada dinámica (diagrama de hart) encontramos que un evento promedio tiene una trayectoria que inicia con una baroclinicidad alta (B positivo) y con valores de $-V_T^L$ negativos, con el tiempo el sistema pierde baroclinicidad y a la vez su núcleo en la capa 900-600 se hace menos frío, tornándose “nulo” en el momento de su desaparición.

Los eventos mas intensos definidos a partir del percentil 50, y separados en 5 grupos, muestran diferencias de acuerdo a su evolución dinámica (diagrama de hart). El primero de estos grupos se caracteriza por mantener durante todo el ciclo valores neutros, tanto de B como $-V_T^L$. El segundo exhibe un pequeño aumento de la baroclinicidad y una posterior pérdida de la misma mientras se observa un fuerte paso de núcleo frío a cálido. El tercero muestra una pérdida de baroclinicidad y el paso de un núcleo frío a cálido. El cuarto muestra una pérdida de baroclinicidad y aumento del parámetro $-V_T^L$ llegando a valores neutros, con un posterior incremento de la baroclinicidad y una intensificación del núcleo frío. Finalmente, el quinto presenta una pérdida de baroclinicidad y un aumento de la intensidad en el núcleo frío llegando a valores levemente positivos de $-V_T^L$ (núcleo cálido), mostrando luego una disminución del parámetro $-V_T^L$ llegando nuevamente a un núcleo frío pero sin ganar baroclinicidad. Estas distintas evoluciones no se vieron reflejadas en una variación de la estacionalidad de los eventos, pues los 5 grupos mostraron distribuciones similares, o en su ocurrencia, pues solo 1 de los grupos mostró un patrón distinto, exhibiendo una disminución previa al año 2000.

En lo que respecta a los patrones que determinan la génesis de estos sistemas, se encontró en altura la presencia del jet subtropical (la salida de éste específicamen-

te), como precursor del desarrollo vertical de bajas en superficie, formadas por la propagación de altas migratorias y su interacción con el anticiclón subtropical del Pacífico Sur. Así, las diferencias de los 5 grupos obtenidos se observan en la locación de sus puntos de génesis, asociados en mayor parte a la intensidad del anticiclón subtropical y su posición.

Bibliografía

- [1] Falvey, M., Garreaud, R. (2007). *Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences*. Journal of Hydrometeorology, 8(2), 171-193.
- [2] Saavedra Foppiano, A. J. (1992). *Monthly mean pressure model for Chile*. International Journal of Climatology, 12(5), 469-480.
- [3] Trenberth, K. E. (1997). *The definition of el nino*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78(12), 2771-2778.
- [4] Shultz, J. M., Russell, J., Espinel, Z. (2005). *Epidemiology of tropical cyclones: the dynamics of disaster, disease, and development*. Epidemiologic reviews, 27(1), 21-35.
- [5] Harr, P. A., Elsberry, R. L. (1995). *Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part I: Spatial patterns and tropical cyclone characteristics*. Monthly weather review, 123(5), 1225-1246.
- [6] Yang, H., Wang, B. (2018). *Multiscale processes in the genesis of a near-equatorial tropical cyclone during the Dynamics of the MJO Experiment: Results from partial lateral forcing experiments*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123(10), 5020-5037.
- [7] Zhang, C. (2005) *Madden-Julian Oscillation*. Reviews of Geophysics, vol. 43, no 2.
- [8] Kikuchi, K., Wang, B., Fudeyasu, H. (2009). *Genesis of tropical cyclone Nargis revealed by multiple satellite observations*. Geophysical Research Letters, 36(6).
- [9] Burpee, R. W., Black, M. L. (1989). *Temporal and spatial variations of rainfall near the centers of two tropical cyclones*. Monthly Weather Review, 117(10), 2204-2218.

- [10] Gray, W. M., Brody, L. R. (1967). *Global view of the origin of tropical disturbances and storms*. Colorado State University, Department of Atmospheric Science.
- [11] Gray, W. M. (1979). *Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation*. Meteorology over the tropical oceans. Roy. Meteor. Soc., 155-218.
- [12] Palmen, E. (1948). *On the formation and structure of tropical hurricanes*. Geophysica, 3(1), 26-38.
- [13] Graham, N. E., Barnett, T. P. (1987). *Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans*. Science, 238(4827), 657-659.
- [14] DeMaria, M. (1996). *The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change*. Journal of the atmospheric sciences, 53(14), 2076-2088.
- [15] Riehl, H. (1950). *A model of hurricane formation*. Journal of Applied Physics, 21(9), 917-925.
- [16] Girty, G. H. (2009). *Perilous earth: Understanding processes behind natural disasters*. Department of Geological Sciences, San Diego State University.
- [17] Petterssen, S., Smebye, S. J. (1971). *On the development of extratropical cyclones*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 97(414), 457-482.
- [18] Harr, P. A., Elsberry, R. L. (2000). *Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process*. Monthly Weather Review, 128(8), 2613-2633.
- [19] Bjerknes, J. (1919). *On the structure of moving cyclones*. Monthly Weather Review, 47(2), 95-99.
- [20] Shapiro, M. A., Keyser, D. (1990). *Fronts, jet streams and the tropopause*. In Extratropical cyclones (pp. 167-191). American Meteorological Society, Boston, MA.
- [21] Schultz, D. M., Keyser, D., Bosart, L. F. (1998). *The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones*. Monthly weather review, 126(7), 1767-1791.
- [22] Krishnamurti, T. N. (1961). *On the role of the subtropical jet stream of winter in the atmospheric general circulation*. Journal of Meteorology, 18(5), 657-670.
- [23] Fedorova, N., Levit, V., Da Cruz, C. D. (2016). *On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil*. Pure and Applied Geophysics, 173(4), 1403-1421.

- [24] Galvin, J. F. P. (2008). *The weather and climate of the tropics Part 4—Forecasting significant cloud and associated weather*. *Weather*, 63(2), 31-36.
- [25] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... Bechtold, P. (2011). *The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system*. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- [26] GOES-R Calibration Working Group and GOES-R Series Program, (2017): *NOAA GOES-R Series Advanced Baseline Imager (ABI) Level 1b Radiances*. *NOAA National Centers for Environmental Information*.
- [27] WERNLI, Heini; SCHWIERZ, Cornelia. *Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology*. *Journal of the atmospheric sciences*, 2006, vol. 63, no 10, p. 2486-2507.
- [28] Hart, R. E. (2003). *A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry*. *Monthly Weather Review*, 131(4), 585-616.
- [29] Garreaud, R., Muñoz, R. C. (2005). *The low-level jet off the west coast of subtropical South America: Structure and variability*. *Monthly Weather Review*, 133(8), 2246-2261.
- [30] Muñoz, R., Garreaud, R. (2005). *Dynamics of the low-level jet off the subtropical west coast of South America*. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3661-3677.
- [31] Satake, Y., Inatsu, M., Mori, M., Hasegawa, A. (2013). *Tropical cyclone tracking using a neighbor enclosed area tracking algorithm*. *Monthly Weather Review*, 141(10), 3539-3555.
- [32] Knapp, K. R., 2008: *Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations*. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2, 023548,
- [33] Semple, A. T. (2003). *A review and unification of conceptual models of cyclogenesis*. *Meteorological Applications*, 10(1), 39-59.
- [34] Browning, K. A. (1990). *Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones* (pp. 129-153). *American Meteorological Society, Boston, MA*.
- [35] Kowaleski, A. M., Evans, J. L. (2016). *Regression mixture model clustering of multimodel ensemble forecasts of Hurricane Sandy: Partition characteristics*. *Monthly Weather Review*, 144(10), 3825-3846.
- [36] Camargo, S. J., Robertson, A. W., Gaffney, S. J., Smyth, P., Ghil, M. (2007). *Cluster analysis of typhoon tracks. Part I: General properties*. *Journal of Climate*, 20(14), 3635-3653.

- [37] Camargo, S. J., Robertson, A. W., Gaffney, S. J., Smyth, P., Ghil, M. (2007). *Cluster analysis of typhoon tracks. Part II: Large-scale circulation and ENSO*. Journal of Climate, 20(14), 3654-3676.
- [38] McLachlan, G. J., Basford, K. E. (1988). *Mixture models: Inference and applications to clustering (Vol. 84)*. New York: M. Dekker.
- [39] Krishnan, G. J., Ng, T., Ng, S. K., Krishnan, T., McLachlan, G. J. (1997). *The EM algorithm*. In Wiley Series in Probability and Statistics: Applied Probability and Statistics, WileyInterscience.
- [40] Gaffney, S., Smyth, P. (1999, August). *Trajectory clustering with mixtures of regression models*. In KDD (Vol. 99, pp. 63-72).