



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

ESTACIONALIDAD DE AMBIENTES FAVORABLES PARA LA FORMACIÓN DE
TORNADOS EN LA ZONA CENTRO-SUR DE CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

VICTORIA EUGENIA CABALLERO MORÁN

PROFESOR GUÍA:
ROBERTO RONDANELLI ROJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
RENÉ GARREAUD SALAZAR
RICARDO MUÑOZ MAGNINO
PAOLA SALIO

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Centro de Ciencia del Clima y la
Resiliencia (CR2)

SANTIAGO DE CHILE
2024

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: VICTORIA EUGENIA CABALLERO MORÁN
AÑO: 2024
PROF. GUÍA: ROBERTO RONDANELLI ROJAS

ESTACIONALIDAD DE AMBIENTES FAVORABLES PARA LA FORMACIÓN DE TORNADOS EN LA ZONA CENTRO-SUR DE CHILE

En Chile, los tornados y las trombas marinas son fenómenos extremos poco frecuentes que, hasta el enjambre de tornados de Mayo del 2019, eran considerados inexistentes en el país, a pesar de la existencia de diversos estudios que planteaban la ocurrencia de tornados en la zona centro-sur.

Actualmente, existe una recopilación tornados y trombas marinas en Chile desde 1559 hasta la fecha, que muestra una estacionalidad aparente con un máximo de eventos entre la segunda quincena de Mayo y la primera de Junio, además de mostrar la gran presencia de estos eventos en la zona centro-sur de Chile.

En este trabajo se realiza un análisis de esta estacionalidad utilizando datos de reanálisis ERA5 de 1959 a 2021 en la región centro-sur y austral de Chile mediante tres parámetros ampliamente utilizados para estudiar ambientes favorables para tornados: el Parámetro de Generación de Vorticidad (VGP), la Helicidad Relativa a la Tormenta (SRH) y el Nivel de Condensación por Ascenso (MLLCL). Se escogieron cinco cajas de estudio en las zonas centro-sur y austral, en base a los registros de tornados y a los valores de VGP y SRH.

Los resultados muestran dos regímenes opuestos de condiciones favorables para la formación de tornados en la zona centro-sur ($\sim 36-43^{\circ}\text{S}$) y austral ($\sim 47.5-54^{\circ}\text{S}$), determinadas por máximas magnitudes de VGP y SRH, y mínimos de MLLCL. El régimen en la zona centro-sur muestra condiciones favorables durante otoño-invierno, entre los meses de Mayo y Agosto, caracterizado por un fuerte cizalle de viento noroeste en niveles bajos y un enfriamiento en altura que aumenta la inestabilidad atmosférica, y que juntos generan las condiciones para la formación de la vorticidad vertical cerca de la superficie. A esto se suman los máximos de viento oeste en altura, que dan lugar a condiciones favorables para la formación de la tormenta y su giro ciclónico, además de valores relativamente altos de humedad relativa en la capa límite. El régimen en la zona austral muestra condiciones favorables durante el verano, entre los meses de Diciembre y Enero, caracterizadas también por un fuerte cizalle noroeste en niveles bajos y oeste en altura, pero con un aumento de la inestabilidad por un fuerte calentamiento superficial, además de máximos anuales de humedad relativa en la capa límite. Ambos regímenes están estrechamente relacionadas con la marcha anual del máximo de radiación solar incidente y las circulaciones asociadas, que desplaza la corriente en chorro extratropical y el aire polar hacia latitudes más bajas durante el invierno, y hacia latitudes altas durante el verano.

Los registros de tornados soportan los resultados obtenidos en la zona centro-sur, coincidiendo también en el fuerte peak entorno a la segunda quincena de Mayo y la primera de Junio, mientras que en la zona austral la ausencia de registros solo nos permite establecer esta región como una posible zona de tornados, con una mayor probabilidad de formación entre los meses de Diciembre y Enero.

Dedicada a todas las personas que me apoyaron durante este proceso.

Agradecimientos

Quiero partir agradeciendo a mi familia, por todo el apoyo incondicional y el soporte que me han dado a lo largo de todos estos años. Esto, por supuesto, incluye también a mis gatitos, Manchi y Odín.

A Roberto Rondanelli, por haber sido un gran guía durante todo este trabajo. Toda la ayuda, el apoyo y la confianza que me diste fueron fundamentales para lograr esta maravillosa investigación, y que es también lo que me motiva a seguir por este camino. Las gracias son infinitas.

También quiero agradecer a mis amigos de bachi, Coni, Débora, Nacha, Meli, Byron y Chelo. Ya van casi 8 años desde que nos conocemos, y por los que hemos pasado por muchas cosas. Fueron mi mayor soporte emocional durante todos estos años de u, y les agradezco enormemente por eso.

A la Coni, Fran y Nico, que se han ganado un lugar especial en estos agradecimientos por haber sido las mejores compañeras de oficina que podría pedir. También a todas las personitas del 4to piso, este trabajo habría sido mucho más difícil de llevar sin todos los "vamos por un cafecito" de por medio que fueron completamente esenciales para logran terminar este trabajo.

A la comisión, René Garreaud, Ricardo Muñoz y Paola Salio por darse el tiempo para aconsejarme en este trabajo. A la World Wide Lightning Location Network (WWLLN), por la facilitación de datos utilizados en este trabajo.

Por último, quiero agradecer al Departamento de Geofísica y al CR2, particularmente a Martín Jacques, por apoyar este trabajo y permitirme presentarlo en distintas instancias.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes generales	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivos específicos	3
2. Marco Teórico	5
2.1. Generalidades de los tornados	5
2.2. Formación de tornados	6
2.2.1. Superceldas (Markowski and Richardson, 2011)	7
2.2.2. Tornadogénesis (Markowski and Richardson, 2013)	12
2.3. Identificación y pronóstico de ambientes tornádicos	15
2.3.1. Parámetro de generación vorticidad (VGP)	15
2.3.2. Helicidad relativa a la tormenta (SRH)	15
2.3.3. Nivel de condensación por ascenso (LCL)	16
2.3.4. Otros parámetros	16
3. Datos y Metodología	18
3.1. Base de datos de tornados en Chile	18
3.2. Datos de reanálisis ERA5	18
3.2.1. Validación datos de ERA5	19
3.3. Datos de actividad eléctrica de WWLLN	24
3.4. Selección de parámetros para identificación de ambientes tornádicos	25

3.4.1. Cálculo de parámetros	25
3.5. Selección de zonas de estudio	27
4. Resultados	29
4.1. Ciclos anuales de VGP, SRH y MLLCL	29
4.1.1. Ciclos anuales de valores extremos	35
4.1.2. Componente <i>streamwise</i> de VGP y BS01	37
4.1.3. Análisis de variabilidad temporal	39
4.2. Ciclo anual de actividad eléctrica	43
4.3. Análisis de estacionalidad observada	46
4.3.1. Estacionalidad del cizalle vertical de viento	46
4.3.2. Estacionalidad de MUCAPE	51
4.3.3. Estacionalidad de humedad en niveles bajos	59
5. Discusiones	62
6. Conclusión	66
Bibliografía	71
ANEXOS	72
Anexo A	72
A.1. Validación de datos	72
A.1.1. Ciclos anuales (frecuencia diaria) de temperatura, humedad específica, viento horizontal y MUCAPE	72
A.1.2. Tablas de correlación	76
A.2. Mapas mensuales de parámetros estudiados	77
A.3. Ciclos anuales con percentiles	83

Índice de Tablas

2.1. Escala de Fujita Mejorada (EF-scale). El criterio para las categorías es la velocidad de un ráfaga de 3 segundos, en terreno abierto, a 10 m de altura (McDonald et al., 2010)	6
3.1. Lista de variables obtenidas de reanálisis ERA5.	19
4.1. Día del año (DoY) y quincena (Quin) del máximo del ciclo anual de cada variable (mínimo para el caso de SRH y MLLCL). También se muestran los máximos relativos de $MUCAPE^{1/2}$ durante otoño en las cajas 1 y 2.	35
4.2. Día del año (DoY) y quincena (QN) del máximo del ciclo anual de swVGP, swBS01, ΔVGP , y $\Delta BS01$	38
A.1. Correlación entre datos mensuales del radiosondeo y reanálisis ERA-5 en Santo Domingo, por niveles de presión.	76
A.2. Correlación entre datos mensuales del radiosondeo y reanálisis ERA-5 en Puerto Montt, por niveles de presión.	76

Índice de Ilustraciones

1.1.	Distribución global de tornados (https://tornadoarchive.com/home/ ; Maas et al. (2024)). Los colores corresponden a la intensidad del tornado.	1
1.2.	Distribución de eventos confirmados de tornados y trombas marinas en Chile (Bastías-Curivil et al., 2024) en frecuencia mensual (azul) y frecuencia quincenal (naranja). Las curvas corresponden a las funciones de densidad de probabilidad de cada distribución.	2
1.3.	(a) Distribución espacial de eventos confirmados de tornados (círculos) y trombas marinas (diamantes) en Chile (Bastías-Curivil et al., 2024). (b) Zoom en la zona con registros. Los colores representan la estación en que se generaron y los contornos sombreados muestran la altura del terreno. Los eventos que se identificaron como trombas que pasaron a ser tornados se muestran con hexágonos.	4
2.1.	Tornado del 30 de Mayo de 2019 en Los Ángeles, Chile, con una intensidad estimada EF2 (Vicencio et al., 2021).	6
2.2.	Esquema de supercelda.	8
2.3.	(Izq.) Esquema de la ubicación de FFD y RFD respecto del “ <i>updraft</i> ” (U) y la posición típica del tornado (T), si es que se desarrolla. Los contornos celestes indican el límite del “ <i>outflow</i> ” y las flechas negras representan algunas líneas de corriente. El sombreado verde representa la región de precipitación vista por radar. (Der.) Fotografía de una supercelda tornádica, miradada desde el punto de vista de la estrella roja en el esquema (Markowski and Richardson, 2011).	8
2.4.	Esquema de la evaluación del término de inclinación de la ecuación de vortici- dad en un “ <i>updraft</i> ”. El sombreado rosado corresponde a la sección transversal del “ <i>updraft</i> ” en niveles medios (Markowski and Richardson, 2011).	10
2.5.	Esquema del término de advección de la ecuación de vortici- dad en una super- celda.	11

2.6.	Secuencia de imágenes de reflectividad de la separación de una supercelda en una “ <i>left-mover</i> ” y “ <i>right-mover</i> ” observada en Texas, junto con el perfil vertical de viento y la hodógrafa asociados (Markowski and Richardson, 2011).	12
2.7.	Esquema de la formación de un tornado supercelular. La foto corresponde a una supercelda en Colorado, en Junio del 2005. Las flechas blancas muestran la orientación del eje de rotación, las flechas curvas verdes indican el sentido del giro, y las flechas rojas/celestes indican el camino seguido por las parcelas de aire del “ <i>updraft</i> ”/“ <i>downdraft</i> ” (Markowski and Richardson, 2013).	13
2.8.	(a) Esquema de la formación de un tornado cuando no hay vorticidad vertical preexistente cerca de la superficie, demostrando la necesidad del “ <i>downdraft</i> ”; (b) esquema de formación de tornado sólo por convergencia, cuando sí hay vorticidad vertical superficial preexistente. Las líneas negras representan las líneas de vortex, las flechas curvas negras representan el sentido del giro, y las flechas celestes representan la dirección del flujo (Markowski and Richardson, 2011).	14
3.1.	Ciclos anuales promedio de temperatura con datos de ERA5 (arriba) y los datos interpolados de radiosondeo (abajo) para Santo Domingo (izquierda) y Puerto Montt (derecha).	20
3.2.	Como en 3.1, pero con humedad específica.	21
3.3.	Como en 3.1, pero con la componente zonal del viento (u).	22
3.4.	Como en 3.1, pero con la componente meridional del viento (v).	23
3.5.	Ciclos anuales promedio de $MUCAPE^{1/2}$ en Santo Domingo (arriba) y Puerto Montt (abajo) obtenidos con ERA5 (curva azul) y los radiosondeos (curva naranja). También se muestra la correlación entre los ciclos en cada ciudad.	24
3.6.	(a) Promedios anuales de VGP y SRH (contornos sombreado, azul y naranja respectivamente). (b) Densidad poblacional ($habitantes/km^2$; INE (2018)). Los rectángulos rojos muestran las cajas de estudio, y los puntos negros (a) y grises (b) representan los reportes de tornados y trombas marinas.	28
4.1.	Ciclos anuales promedios de VGP, $MUCAPE^{1/2}$, BS01, SRH, BS06 y MLLCL en la caja 1. La curva negra representa el ciclo anual calculado con los 4 primeros armónicos y las curvas de colores representan los valores diarios promedios. También se muestra la distribución mensual de los eventos confirmados dentro de la caja junto con los ciclos de VGP y SRH y la distribución de la cantidad de rayos detectados junto con $MUCAPE^{1/2}$.	30
4.2.	Como en 4.1, pero para caja 2.	31
4.3.	Como en 4.1, pero para caja 3.	32
4.4.	Como en 4.1, pero para caja 4.	33

4.5. Como en 4.1, pero para caja 5.	34
4.6. Ciclos anuales promedios de los percentiles 80, 90, 95, 99, 99.5, 99.9 de VGP y 0.1, 0.5, 1, 5, 10 y 20 de SRH en cada caja. Rectas rojas representan los umbrales de cada parámetro (0.1 m/s^2 para VGP y $-189 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para SRH). .	36
4.7. (a) Ciclos anuales promedio de VGP y BS01 <i>streamwise</i> VGP (swVGP y swBS01, respectivamente) para (de arriba a abajo): cajas 1, 2, 3, 4 y 5. Las líneas negras representan el ciclo anual calculado con los 4 primeros armónicos y las curvas de color representan los valores medios diarios. (b) Diferencias entre VGP y swVGP (izquierda) y entre BS01 y swBS01 (derecha) para cada caja.	38
4.8. Razón de cambio fraccional de VGP, $MUCAPE^{1/2}$ y S01 para caja 1. La derivada se calculó con el mes del máximo de VGP en la caja y los valores de 3 meses antes.	40
4.9. Como en 4.8, pero para caja 2.	40
4.10. Como en 4.8, pero para caja 3.	41
4.11. Como en 4.8, pero para caja 4.	42
4.12. Como en 4.8, pero para caja 5.	42
4.13. Distribución mensual de la cantidad de rayos detectados por los sensores de WWLLN en cada caja de estudio.	43
4.14. Zona costera (cuadrado rojo) y zona continental (cuadrado negro) de las cajas 1 y 2. En sombreado se muestra la altura del terreno.	44
4.15. Distribución mensual de la cantidad de rayos detectados en las cajas 1 (der.) y 2 (izq.), en la zona costera (arriba) y en la zona continental (abajo).	45
4.16. Gráficos mensuales de los vectores de <i>bulk shear</i> entre 0-1 km (flechas negras) y 0-6 km (flechas grises), y valores promedio de SRH (contornos sombreados). Los rectángulos rojos representan las cajas de estudio.	47
4.17. Diagrama presión-longitud promedio de la componente zonal (contornos negros) y meridional (contornos sombreados y grises) del viento para caja 1. . .	48
4.18. Como en 4.17, pero para caja 2.	48
4.19. Como en 4.17, pero para caja 3.	49
4.20. Como en 4.17, pero para caja 4.	49
4.21. Como en 4.17, pero para caja 5.	50
4.22. Hodógrafas promedio en los meses de interés para cada caja. Cada punto corresponde al nivel de presión, denotados en el gráfico de la caja 2.	51

4.23. Máximo de $MUCAPE^{1/2}$ en la 1° quincena de Febrero en caja 1, con la 2° quincena de Diciembre como referencia. (Arriba) Promedio latitudinal de $MUCAPE^{1/2}$ de la quincena de máxima magnitud (línea negra) y de la variación de $MUCAPE^{1/2}$ entre la quincena de máxima intensidad y la quincena de referencia (línea roja) en caja 1. (Abajo izq.) Promedio latitudinal de las diferencias de temperatura virtual en función de la altura. (Abajo der.) Perfiles verticales promedios de θ_e (líneas negras) y θ_{es} (líneas naranjas) para la quincena de máximo de $MUCAPE^{1/2}$ (línea continua) y para la quincena de referencia (línea segmentada).	53
4.24. Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Mayo en caja 1, y se utiliza la 1° de Abril como quincena de referencia. . .	54
4.25. Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 1° quincena de Febrero en caja 2, y se utiliza la 2° de Diciembre como quincena de referencia. . .	55
4.26. Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Mayo en caja 2, y se utiliza la 1° de Abril como quincena de referencia. . .	56
4.27. Como en 4.23, pero para caja 3. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia. . . .	57
4.28. Como en 4.23, pero para caja 4. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia. . . .	58
4.29. Como en 4.23, pero para caja 5. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia. . . .	59
4.30. Diagramas presión-tiempo de los promedios quincenales de humedad relativa (%; contornos sombreados), humedad específica (g/kg; contornos negros) y temperatura (K, contornos blancos).	60
4.31. Valores mensuales de temperatura superficial del mar (SST). Los rectángulos negros representan las cajas de estudio.	61
A.1. Ciclo anual promedio con valores diarios de temperatura con datos de ERA 5 (arriba) y los datos interpolados de radiosondeo (abajo) para Santo Domingo (izq.) y Puerto Montt (der.).	72
A.2. Como en Fig. A.1 pero con la humedad específica.	73
A.3. Como en Fig. A.1 pero con la componente zonal del viento.	73
A.4. Como en Fig. A.1 pero con la componente meridional del viento.	74
A.5. Ciclo anual promedio con valores diarios de MUCAPE en Santo Domingo (arriba) y Puerto Montt (abajo) con datos de ERA 5 (curva azul) y los datos calculados a partir de radiosondeos (curva naranja).	75

A.6. Promedios mensuales de VGP_{0-1km} , $MUCAPE^{1/2}$, BS01, SRH_{0-1km} , BS06 para el mes de Enero en toda el área de estudio. Los puntos negros corresponden a los registros de tornados y trombas marinas en el mes de Enero.	77
A.7. Como en A.6, pero en Febrero.	77
A.8. Como en A.6, pero en Marzo.	78
A.9. Como en A.6, pero en Abril.	78
A.10. Como en A.6, pero en Mayo.	79
A.11. Como en A.6, pero en Junio.	79
A.12. Como en A.6, pero en Julio.	80
A.13. Como en A.6, pero en Agosto.	80
A.14. Como en A.6, pero en Septiembre.	81
A.15. Como en A.6, pero en Octubre.	81
A.16. Como en A.6, pero en Noviembre.	82
A.17. Como en A.6, pero en Diciembre.	82
A.18. Como en 4.1, con el área entre el percentil 10 y percentil 90 sombreado para cada variable graficada.	83
A.19. Como en A.18, pero para Box 2.	83
A.20. Como en A.18, pero para Box 3.	84
A.21. Como en A.18, pero para Box 4.	84
A.22. Como en A.18, pero para Box 5.	85

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes generales

Los tornados son fenómenos meteorológicos extremos considerados dentro de los más violentos y destructivos, dejando grandes pérdidas a su paso. Estas estrechas y violentas columnas rotatorias ocurren en casi todos los continentes, a excepción de la Antártica, con una mayor frecuencia en la zona central de Estados Unidos (Markowski and Richardson, 2011), donde se encuentran los denominados “*Tornado Alley*” y “*Dixie Alley*” (Gagan et al., 2010). Otras zonas como el norte de Argentina-sur de Brasil, y el sur de Europa también presentan una alta frecuencia de tornados (Fig 1.1) y de tormentas severas asociadas a la formación de estos fenómenos (Brooks et al., 2003b).

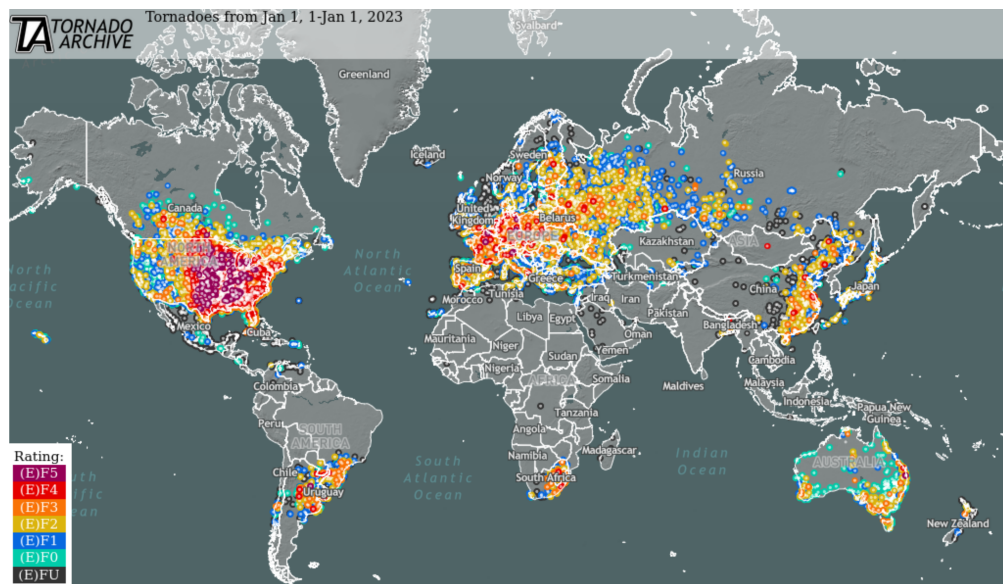


Figura 1.1: Distribución global de tornados (<https://tornadoarchive.com/home/>; Maas et al. (2024)). Los colores corresponden a la intensidad del tornado.

En Chile, los tornados y las trombas marinas, sus homólogos formados sobre cuerpos de

agua, son fenómenos poco frecuentes que hasta el enjambre de tornados de Mayo del 2019 eran considerados casi inexistentes en el país, a pesar de la vasta evidencia de su existencia (Altinger de Schwarzkopf, 1988; Servicio Meteorológico de la Armada de Chile, 2010).

La recopilación realizada por Vicencio et al. (2021), que completa el registro realizado por el Servicio Meteorológico de la Armada de Chile (2010), muestra una tendencia en la ocurrencia de tornados entre los meses de Mayo y Junio, curiosamente coincidente con la estacionalidad observada durante la temporada cálida en Estados Unidos (Brooks et al., 2003a; Gagan et al., 2010). Esta idea se refuerza con el reciente trabajo de Marín et al. (2024), que muestra condiciones favorables para la actividad tornádica entre los meses de Mayo y Agosto en el área entre 36-40°S, sumado a la recopilación más completa y reciente de Bastías-Curivil et al. (2024) (Fig. 1.2), donde se observa un claro “*peak*” de eventos en la segunda quincena de Mayo y la primera de Junio. Más aún, los registros muestran una tendencia a formarse en la zona centro-sur de Chile (~34°-42°S; Fig. 1.3), con algunos “*hotspots*” como San Carlos (~71.9°W;36.4°S), Puerto Montt (~72.7°W;41.4°S) y Ancud (~73.6°W;41.9°S).

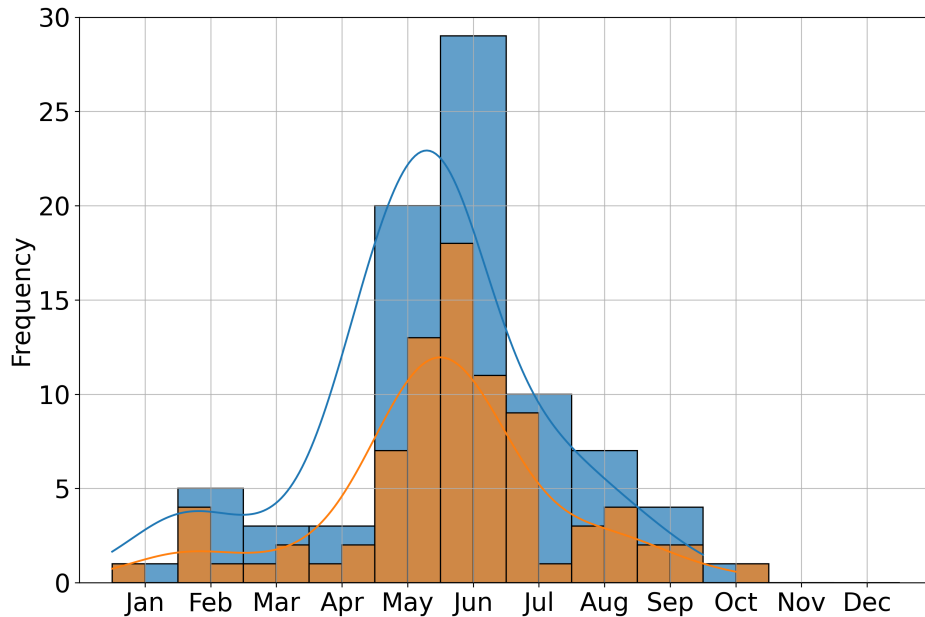


Figura 1.2: Distribución de eventos confirmados de tornados y trombas marinas en Chile (Bastías-Curivil et al., 2024) en frecuencia mensual (azul) y frecuencia quincenal (naranja). Las curvas corresponden a las funciones de densidad de probabilidad de cada distribución.

A pesar de presentar un “*peak*” de eventos en los mismos meses que en el “*Tornado Alley*” en Estados Unidos, estos máximos se producen en estaciones diferentes. En Estados Unidos el “*peak*” de eventos se produce entre primavera y verano, como también se observa en la zona del norte de Argentina-sur de Brasil (Veloso-Aguila et al., 2024), mientras que en Chile esto ocurre durante el otoño, lo que se asemeja más a la estacionalidad observada en el “*Dixie Alley*” (Gagan et al., 2010), al igual que en California y el sur de Australia (Hanstrum et al., 2002; Koukou et al., 2009).

Los estudios de tornados en Chile se han enfocado principalmente en el análisis del enjambre de tornados de Mayo de 2019, y en estudiar los ambientes en que se desarrollaron

estos fenómenos. De acuerdo con estas investigaciones, las condiciones favorables para la formación de tornados en la región se asocian con valores relativamente bajos de inestabilidad atmosférica, cuantificada por la variable de Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE, por sus siglas en inglés), y altos valores de cizalle vertical de viento (Marín et al., 2020; Vicencio et al., 2021). Estos ambientes de bajo CAPE-alto cizalle (“*low CAPE-high shear environments*”) se relacionan con la formación de tornados en la “temporada fría” (“*cold-season tornadoes*”), asociados también con una fuerte forzante sinóptica (Hanstrum et al., 2002; Sherburn et al., 2016), tal como se observó en los tornados de 2019 (Barrett et al., 2020; Vicencio et al., 2021).

Marín et al. (2020) también encontró una fuerte relación con la temperatura superficial del mar (SST) y, particularmente, con la topografía en el desarrollo de ambientes tornádicos en Chile, donde mayores valores de SST incrementan la inestabilidad atmosférica y la intensidad de la tormenta, mientras que el bloqueo de los vientos por la cordillera de los Andes proporciona las condiciones favorables de cizalle de viento para la tornadogénesis. Además, Vicencio et al. (2021) propuso parámetros que mejor representan las condiciones favorables para la formación de tornados, donde destaca el parámetro de generación de vorticidad (VGP) en niveles bajos (0-1 km), particularmente en ambientes de bajo CAPE, estableciendo un umbral para identificar las tormentas tornádicas en Chile. Más recientemente, el análisis interanual de Marín et al. (2024) mostró una tendencia a la disminución en las últimas décadas de las condiciones favorables para la formación de tornados, posiblemente asociadas a modulaciones de circulaciones de gran escala, como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación de Madden-Julian (MJO) y la Oscilación del Pacífico Norte (PDO).

En este trabajo se busca ampliar el conocimiento sobre tornados en Chile, centrándose en el análisis de la estacionalidad aparente de estos fenómenos a través de parámetros que permiten identificar los ambientes favorables para la formación de tornados en la zona centro-sur del país. Más aún, se busca identificar y comprender los mecanismos que conducen al desarrollo de las condiciones que favorecen la formación de tornados en Chile.

1.2. Objetivos

El objetivo general de este trabajo es estudiar y analizar la estacionalidad de los ambientes favorables para la formación de tornados en la zona centro-sur de Chile.

1.2.1. Objetivos específicos

- Estudiar la estacionalidad de parámetros que indican la existencia de condiciones favorables para la tornadogénesis y sus variables asociadas.
- Comparar la estacionalidad de estos parámetros con la estacionalidad de los registros de tornados en la región.
- Discutir la importancia de los parámetros analizados en la estacionalidad observada en base al sentido físico de los cambios intraanuales de las variables asociadas.

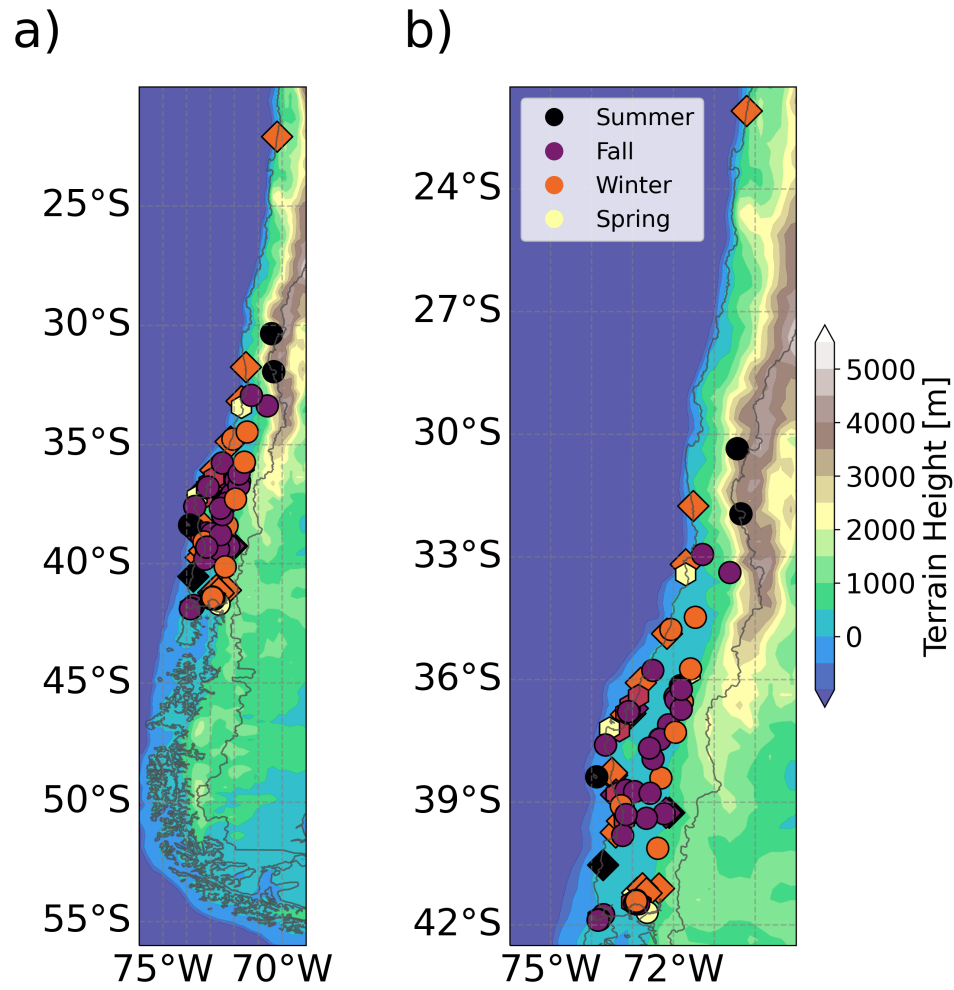


Figura 1.3: (a) Distribución espacial de eventos confirmados de tornados (círculos) y trombas marinas (diamantes) en Chile (Bastías-Curivil et al., 2024). (b) Zoom en la zona con registros. Los colores representan la estación en que se generaron y los contornos sombreados muestran la altura del terreno. Los eventos que se identificaron como trombas que pasaron a ser tornados se muestran con hexágonos.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Generalidades de los tornados

Los tornados son violentas columnas rotatorias de aire de unos ~ 200 m de diámetro y una duración de ~ 10 minutos en promedio, pero que pueden permanecer por hasta 1 hora. Están formados por gotas de nube, polvo y escombros que se extienden hacia la superficie desde el interior de una nube cumulonimbus cuya base presenta una forma similar a un embudo (“*funnel-shaped cloud*”). Cuando estos se forman sobre cuerpos de agua, reciben el nombre de trombas marinas (Bluestein, 2013).

Generalmente presentan un giro ciclónico (a favor de las agujas del reloj en el hemisferio sur), con algunos casos de tornados anticiclónicos que usualmente se observan cerca de tornados ciclónicos o circulaciones ciclónicas cerca de la superficie (Bluestein, 2013). En la mayoría de los casos presentan velocidades entre 50 m/s y 75 m/s (Markowski and Richardson, 2011), con los tornados más violentos presentando velocidades entre ~ 120 -140 m/s (Davies-Jones et al., 2001).

La intensidad de los tornados se determina mediante la evaluación del daño observado, que luego se asocia a un rango de velocidades del viento tomando en cuenta que éstos son los que generan los principales daños. La Escala Mejorada de Fujita (EF-scale; Tabla 2.1), que corresponde a una modificación de la escala original creada en 1971, fue diseñada en Estados Unidos para mejorar la precisión en la estimación de las velocidades de los vientos. Esta escala, que va desde EF0 para los tornados más débiles a EF5 para los más destructivos, considera la calidad de la construcción, además del tipo de daño producido, para hacer la determinación de las velocidades asociadas al tornado (McDonald et al., 2010).



Figura 2.1: Tornado del 30 de Mayo de 2019 en Los Ángeles, Chile, con una intensidad estimada EF2 (Vicencio et al., 2021).

Categoría	Velocidad (mph)	Velocidad (km/h)	Velocidad (m/s)	Descripción
EF0	65-85	105-137	29-38	Daños leves
EF1	86-110	138-178	38-49	Daños moderados
EF2	111-135	179-218	49-60	Daños considerables
EF3	136-165	219-266	60-73	Daños graves
EF4	166-200	267-322	74-89	Daños devastadores
EF5	200	322	89	Daños increíbles

Tabla 2.1: Escala de Fujita Mejorada (EF-scale). El criterio para las categorías es la velocidad de un ráfaga de 3 segundos, en terreno abierto, a 10 m de altura (McDonald et al., 2010)

2.2. Formación de tornados

La formación de tornados se puede asociar con cualquier tipo de tormenta convectiva, pero la mayoría de los tornados significativos (EF2 hacia arriba) y casi todos los violentos (EF4 y EF5) se asocian con las llamadas tormentas supercelulares o superceldas (Markowski and Richardson, 2011).

Dado que la comprensión de la formación de tornados en superceldas es mayor que la formación de tornados no-supercelulares, además de que los estudios del enjambre de tornados del 2019 en Chile sugieren que éstos se formaron a partir de tormentas supercelulares (Barrett et al., 2020; Vicencio et al., 2021), la siguiente sección se centrará en este tipo de tormentas. Primero se hablará de las características y formación de las superceldas (redactado principalmente a partir de Markowski and Richardson (2011)), para después pasar a la formación de tornados en estas tormentas (redactado principalmente a partir de Markowski and Richardson (2013)). Al final de esta sección también se explicará la formación de tornados no supercelulares.

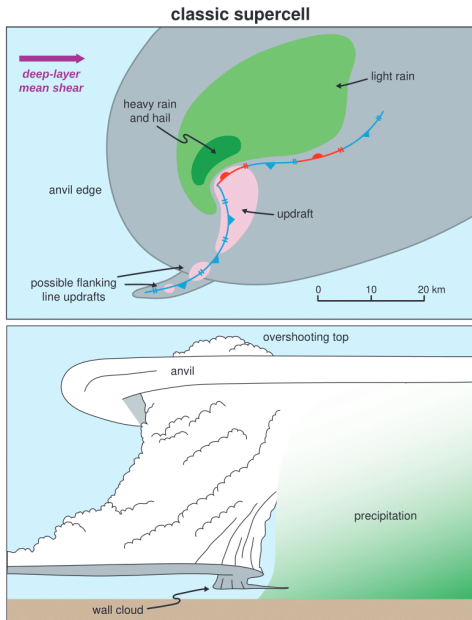
2.2.1. Superceldas (Markowski and Richardson, 2011)

Las superceldas (Fig. 2.2a) son las tormentas convectivas menos comunes pero las que más se asocian a tiempo severo (granizo, rayos, tornados, etc.). Generalmente duran entre 1 a 4 horas y se caracterizan por la presencia persistente de un mesociclón profundo, una región de vorticidad vertical comunmente ciclónica en un área de 3-8 km de ancho en la zona de ascenso de la tormenta.

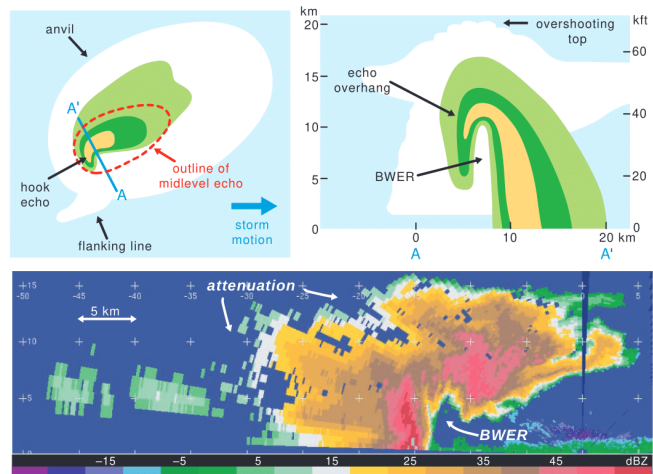
Estructura

Poseen una corriente ascendente o “*updraft*” dominante con velocidades verticales que pueden exceder los 50 m/s y que se observa como un mínimo de reflectividad en radares denominado “*bounded weak-echo region*” (BWER; Fig. 2.2b). Éste representa la región donde las velocidades del “*updraft*” son lo suficientemente fuertes para impedir el descenso de hidrometeoros. La extensión hacia la superficie del BWER forma un *hook-echo* con forma de colgante y que es la característica más reconocida de las superceldas en las imágenes de radares a bajas alturas (Fig. 2.2b). En la base del “*updraft*” se presenta una base de nubes a menor elevación (“*wall cloud*”; Fig. 2.2a y también en Fig. 2.1), donde el aire húmedo y enfriado por la lluvia es llevado hacia el “*updraft*”, alcanzando la saturación a una menor altura que el ambiente.

Las superceldas también poseen dos zonas principales de descenso o “*downdraft*” (Fig. 2.3): el “*forward-flank downdraft*” (FFD) asociado al empuje negativo que se forma en la parte delantera de la tormenta por la evaporación y sublimación de los hidrometeoros; y el *rear-flank downdraft* (RFD), asociado al empuje negativo por la evaporación y enfriamiento que se produce en el choque de masas de aire seco de niveles altos y medios con la parte trasera del “*updraft*”, aunque también se discute la importancia del rol de las fuerzas de gradientes de presión verticales de la tormenta en su formación. El flujo de salida o “*outflow*” que generan estas corrientes descendentes forman un frente de ráfagas (“*gust front*”) superficial que se asemeja a la estructura de frentes fríos asociados a ciclones extratropicales (Figs. 2.2a y 2.3).



(a) Esquema de una supercelda clásica (Markowski and Richardson, 2011). (Arriba) Sección transversal horizontal. (Abajo) Esquema de la apariencia visual desde el sur de la tormenta.



(b) (Arriba) Esquema de la estructura de reflectividad de una supercelda en niveles bajos (izq.) y la sección transversal vertical (der.). Los sombreados verdes y amarillos representan zonas con reflectividad débil, moderada y alta. (Abajo) Sección transversal cuasi-vertical del factor de reflectividad de radar de una supercelda obtenida durante el proyecto VORTEX (Markowski and Richardson, 2011).

Figura 2.2: Esquema de supercelda.

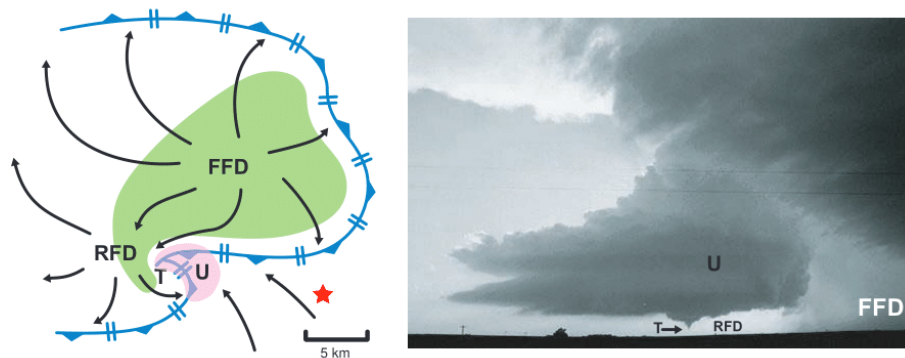


Figura 2.3: (Izq.) Esquema de la ubicación de FFD y RFD respecto del "updraft" (U) y la posición típica del tornado (T), si es que se desarrolla. Los contornos celestes indican el límite del "outflow" y las flechas negras representan algunas líneas de corriente. El sombreado verde representa la región de precipitación vista por radar. (Der.) Fotografía de una supercelda tornádica, miradada desde el punto de vista de la estrella roja en el esquema (Markowski and Richardson, 2011).

Formación del mesociclón

La generación de vorticidad en niveles medios característica de las superceldas se puede explicar por medio de la ecuación de vorticidad:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -v \cdot \nabla \zeta + \omega_h \cdot \nabla w + \zeta \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (2.1)$$

El primer término de la derecha representa la generación de vorticidad relativa vertical por advección, el segundo representa la generación por inclinación de la vorticidad horizontal y el tercero representa la generación por “*stretching*” o estiramiento.

Linealizando la ecuación (reemplazando $u = \bar{u}(z) + u'$, $v = \bar{v}(z) + v'$, $w = w'$, y $\zeta = \zeta'$, ignorando los productos de perturbaciones) y reescribiendola en un marco de referencia relativo al “*updraft*” de velocidad constante c (sr; *storm-relative*) se obtiene:

$$\left(\frac{\partial \zeta'}{\partial t} \right)_{sr} = -(\bar{v} - c) \cdot \nabla_h \zeta' + S \times \nabla w' \cdot k. \quad (2.2)$$

En la ec. 2.2, $(\bar{v} - c)$ corresponde a la velocidad de la tormenta, donde \bar{v} es el viento horizontal medio, S es el cizalle vertical de viento horizontal medio, y $(\partial \zeta' / \partial t)_{sr}$ es la tendencia de la perturbación de vorticidad vertical en un marco de referencia relativo a la tormenta. El primer término de esta ecuación corresponde a la generación de ζ' por advección de los vientos relativos a la tormenta, mientras que el segundo corresponde a la generación por inclinación de la vorticidad horizontal, asociada al cizalle vertical del viento medio, mediante gradientes horizontales de velocidad vertical.

Observando la ecuación, se puede apreciar que solo el término de inclinación puede generar vorticidad vertical, si es que ésta es nula inicialmente. Centrándose primero en este término, en la Fig. 2.4) se puede apreciar que, en presencia de cizalle vertical y de un gradiente horizontal de velocidad vertical (con el máximo de velocidad vertical representado por el círculo rosado), el término de inclinación toma valores nulos en las zonas donde el cizalle es paralelo al gradiente de la velocidad vertical (zonas “*upshear*” y “*downshear*” del “*updraft*”). Por otro lado, el término toma valores negativos y positivos a los costados izquierdo y derecho del “*updraft*”, respectivamente. Así, se forma un dupla de vorticidades verticales, anticiclónica a la izquierda (ciclónica en hemisferio sur) y ciclónica a la derecha (anticiclónica en hemisferio sur) del “*updraft*”, relativo a la dirección del vector de cizalle.

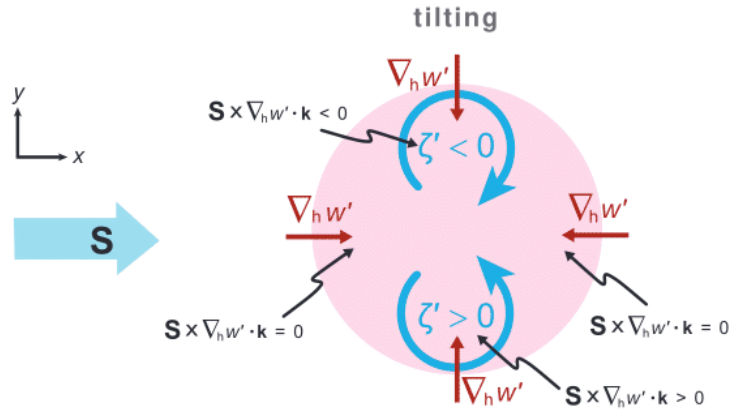
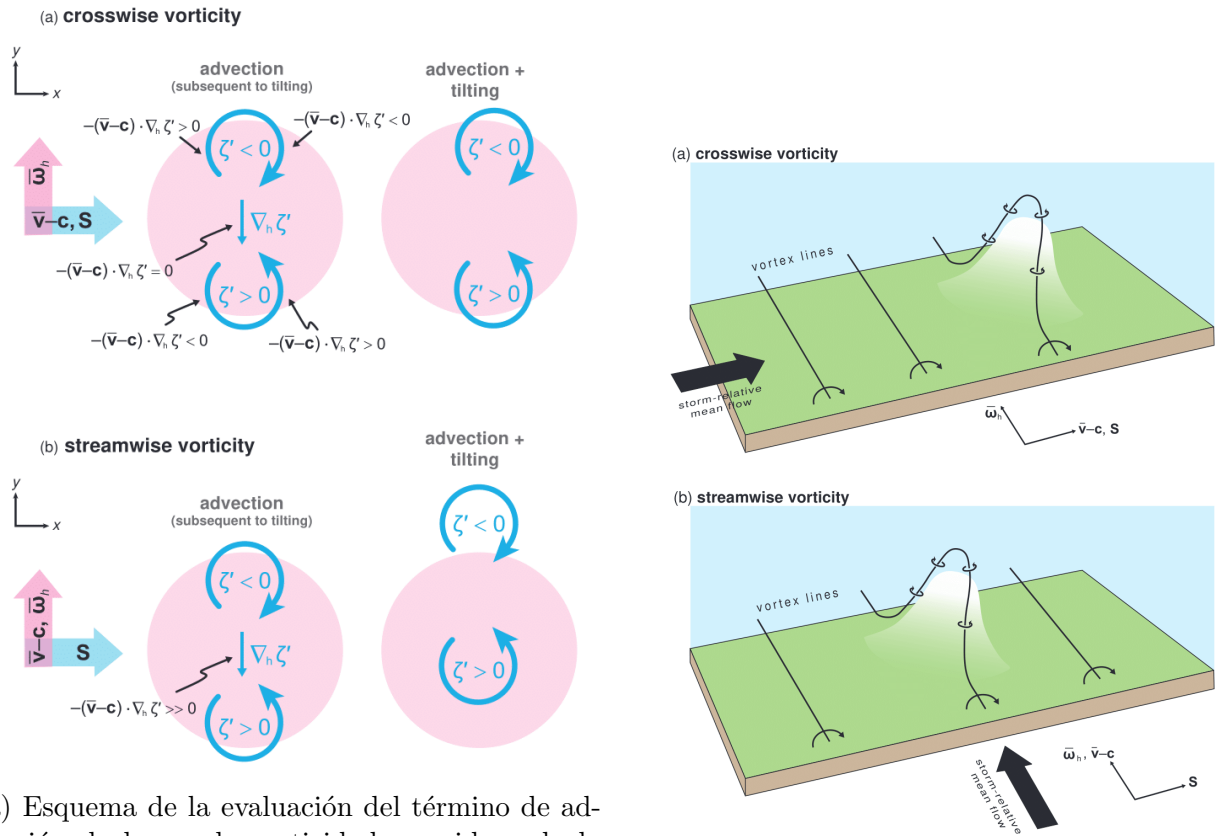


Figura 2.4: Esquema de la evaluación del término de inclinación de la ecuación de vorticidad en un “*updraft*”. El sombreado rosado corresponde a la sección transversal del “*updraft*” en niveles medios (Markowski and Richardson, 2011).

Una vez formada esta dupla de vorticidades, se produce una advección de ésta por los vientos relativos a la tormenta (“*storm-relative winds*”, $varv - c$ en Figs. 2.5a y 2.5b). Si estos vientos apuntan en dirección normal al vector de vorticidad horizontal (“*crosswise vorticity*”), que por definición es perpendicular al vector cizalle, la dupla de vorticidades se corre en la dirección del vector cizalle, moviendo los núcleos de vorticidad en dirección “*upshear*”. En cambio, si los vientos apuntan en la misma dirección que el vector de vorticidad horizontal (“*streamwise vorticity*”), la dupla de vorticidades es desplazada en dirección normal al cizalle, dejando el “*updraft*” en fase con la vorticidad ciclónica y desplazando la vorticidad anticiclónica hacia el “*downdraft*” próximo, fortaleciendo la vorticidad de niveles medios. El caso en que los vientos tengan misma dirección a la vorticidad horizontal pero distinto sentido, se conoce como “*antistreamwise vorticity*” y desplaza el núcleo de vorticidad negativa hacia el centro del “*updraft*”, condición favorable para la intensificación de la rotación en niveles medios en el hemisferio sur.



(a) Esquema de la evaluación del término de advección de la ec. de vorticidad, considerando la generación de un dupla de vorticidades verticales en los costados del “*updraft*” por el término de inclinación de la ec. de vorticidad (Markowski and Richardson, 2011).

(b) Esquema de la inclinación de vorticidad horizontal a lo largo de un cima de entropía constante (Markowski and Richardson, 2011).

Figura 2.5: Esquema del término de advección de la ecuación de vorticidad en una supercelda.

El desplazamiento de los núcleos de vorticidad es mayor en el caso “*streamwise*” ya que el gradiente de vorticidad es más fuerte entre los núcleos de vorticidad que en la dirección del vector cizalle, lo que aumenta la magnitud de la vorticidad ciclónica en los niveles medios mediante “*stretching*” o término de estiramiento.

Vorticidad adicional también se puede generar por los “*outflows*” mediante gradientes de flotabilidad, siendo más relevante el “*outflow*” asociado a FFD. Este mecanismo aumenta la disponibilidad de vorticidad horizontal para la generación de vorticidad vertical mediante el término de inclinación.

Propagación de superceldas

La forma en que las superceldas se propagan se asocia fuertemente a las perturbaciones dinámicas de presión que se dan dentro de la tormenta, que provocan la separación del “*updraft*” en una tormenta “*left-mover*” y una “*right-mover*” (Fig. 2.6). La propagación de las superceldas se puede dar tanto en ambientes con vorticidad “*crosswise*” como “*streamwise*”,

pero el mecanismo por el cual se propaga difiere en cada caso. En particular, en el caso “*streamwise*“, el mecanismo de propagación permite el fortalecimiento de la supercelda “*left-mover*” cuando el vector cizalle gira con la altura en contra de la agujas del reloj, mientras que fortalece la “*right-mover*” cuando el vector cizalle gira a favor de las agujas del reloj.

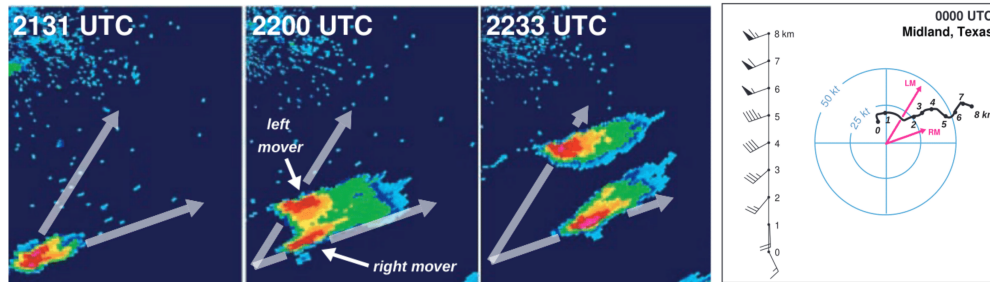


Figura 2.6: Secuencia de imágenes de reflectividad de la separación de una supercelda en una “*left-mover*” y “*right-mover*” observada en Texas, junto con el perfil vertical de viento y la hodógrafa asociados (Markowski and Richardson, 2011).

2.2.2. Tornadogénesis (Markowski and Richardson, 2013)

Ya en presencia de una supercelda, para que se pueda formar un tornado se requiere de la generación de vorticidad vertical en superficie, si es que ésta no existe inicialmente. Para esto, se necesita de un “*downdraft*” asociado a un “*outflow*” más frío que su alrededor, que es elevado por el potente “*updraft*” de la tormenta (Figs. 2.7 y 2.8). Estas parcelas descienden gradualmente en su camino al “*updraft*” debido a que son más frías que el ambiente, acercándose hacia la superficie. En particular, aquellas que viajan cerca del límite del “*gust front*” experimentan un gradiente horizontal de temperatura, con aire más frío hacia el lado del “*gust front*” que se hunde, y aire más cálido en el lado contrario que se eleva, generando vorticidad horizontal baroclínica. Luego, estas parcelas son inclinadas por el “*updraft*” de la supercelda, generando así la vorticidad vertical superficial.

Una vez formada esta rotación superficial, se necesita que ésta se profundice dramáticamente hasta alcanzar las intensidades asociadas a un tornado, lo que se logra siguiendo la conservación de momentum angular o por estiramiento (“*stretching*”) de la vorticidad (Fig. 2.7): si el flujo rotatorio converge hacia su eje, éste girará más rápido. Para lograr esto, las parcelas de aire deben experimentar aceleración durante su ascenso a través del “*updraft*”, lo que se relaciona con la convergencia cerca de la superficie por principio de continuidad. Las dos formas en que se puede lograr esto son que las parcelas provenientes del “*downdraft*” no sean tan frías, o que el “*updraft*” tenga una fuerza de succión intensa. Una combinación entre parcelas ligeramente menos frías y “*updraft*” levemente más intensos, en comparación a superceldas no tornádicas, sería lo que permite alcanzar las intensidad para generar el tornado (Shabbott and Markowski, 2006).

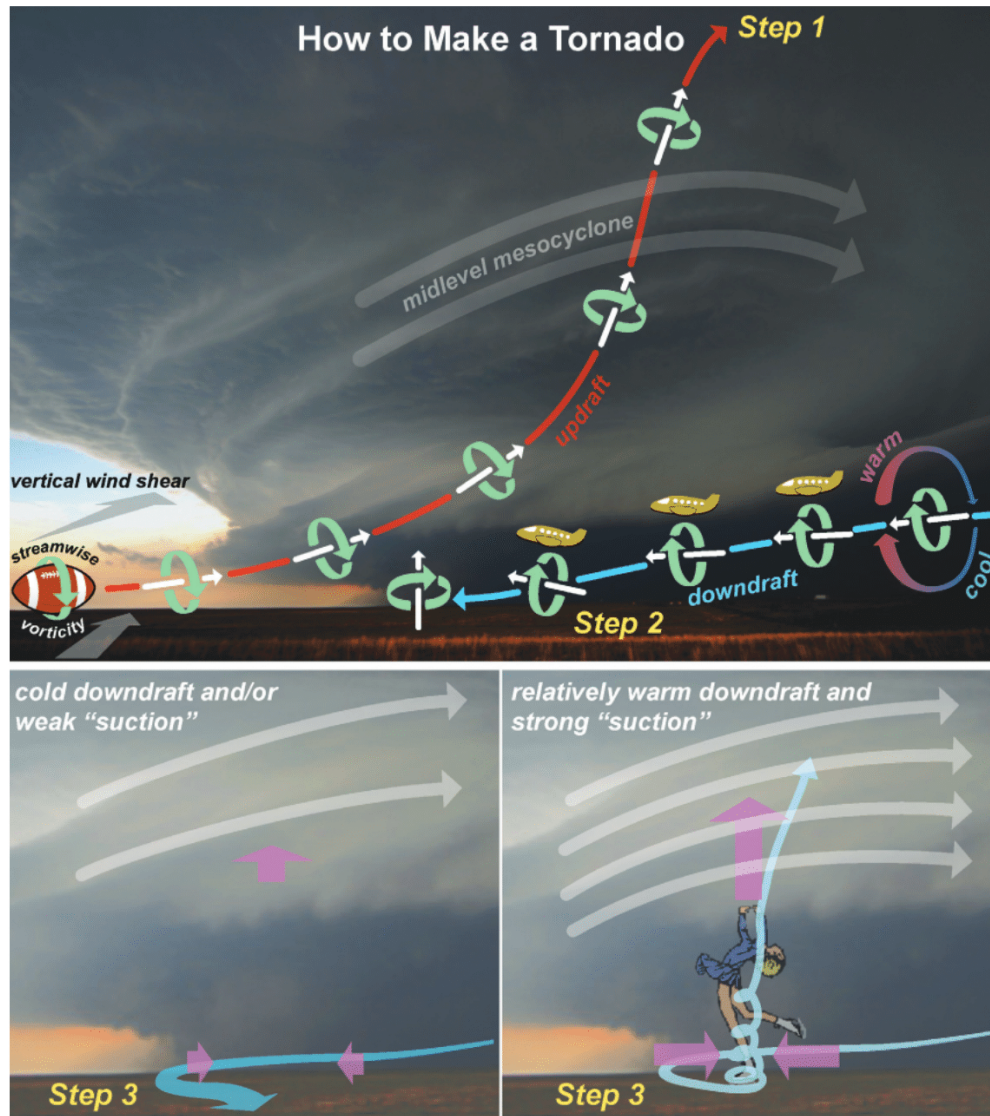


Figura 2.7: Esquema de la formación de un tornado supercelular. La foto corresponde a una supercelda en Colorado, en Junio del 2005. Las flechas blancas muestran la orientación del eje de rotación, las flechas curvas verdes indican el sentido del giro, y las flechas rojas/celestes indican el camino seguido por las parcelas de aire del “*updraft*”/“*downdraft*” (Markowski and Richardson, 2013).

Tornadogénesis no supercelular

Si hay una preexistencia de vorticidad vertical cerca de la superficie (Fig. 2.8), no se tiene la necesidad de un “*downdraft*” y, por tanto, tampoco de una tormenta supercelular para formar un tornado. Estos tornados no-supercelulares o no-mesociclónicos, denominados también como trombas de tierra o “*landspouts*”, suelen desarrollarse en límites de masas de aire con grandes cambios en el viento horizontal (cizalle de viento horizontal) que generan estos “parches” de vorticidad vertical denominados misociclones (Markowski and Richardson, 2011). Al igual que los tornados supercelulares, necesitan estar conectados a una tormenta

de convección profunda que permita “levantar” esta vorticidad superficial (Wakimoto and Wilson, 1989; Markowski and Richardson, 2011), asociado a altos valores de CAPE ambiental (Lee and Wilhelmson, 2000). Comúnmente se forman en ambientes de bajo cizalle vertical, lo que maximiza la duración de la alineación entre “*updraft*” y misociclón (Lee and Wilhelmson, 2000), y tienden a ser mucho más débiles que los tornados supercelulares (Markowski and Richardson, 2014).

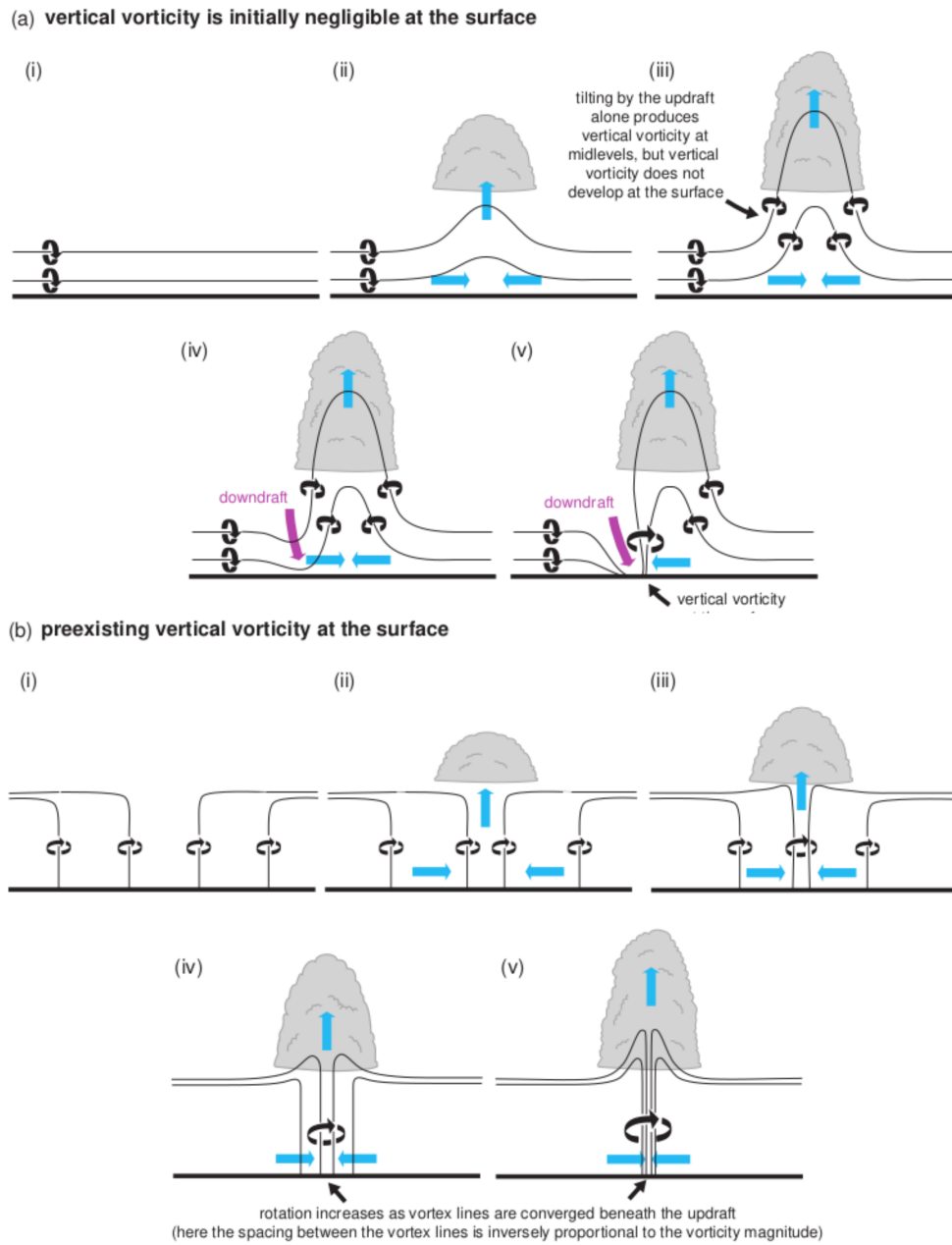


Figura 2.8: (a) Esquema de la formación de un tornado cuando no hay vorticidad vertical preexistente cerca de la superficie, demostrando la necesidad del “*downdraft*”; (b) esquema de formación de tornado sólo por convergencia, cuando sí hay vorticidad vertical superficial preexistente. Las líneas negras representan las líneas de vortex, las flechas curvas negras representan el sentido del giro, y las flechas celestes representan la dirección del flujo (Markowski and Richardson, 2011).

2.3. Identificación y pronóstico de ambientes tornádicos

Diversos parámetros han sido utilizados para identificar ambientes tornádicos. En esta sección se profundizará en los parámetros que se utilizaron en este trabajo, pero también se mencionarán otros parámetros comúnmente usados para el análisis de ambientes tornádicos.

2.3.1. Parámetro de generación vorticidad (VGP)

El parámetro de generación de vorticidad (VGP) deriva de la investigación de Rasmussen and Wilhelmson (1983) y del concepto de la inclinación de vorticidad horizontal (Rasmussen and Blanchard, 1998). Corresponde al producto entre la magnitud del cizalle vertical del viento horizontal y la raíz cuadrada de CAPE (ec. 2.3),

$$VGP = \left| \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \right| \cdot \sqrt{\text{CAPE}}. \quad (2.3)$$

El término de generación de vorticidad por inclinación en la ecuación de vorticidad vertical (ec. 2.1) está dado por el producto cruz entre el cizalle vertical del viento horizontal, o vorticidad horizontal, y el gradiente horizontal de la velocidad vertical. Considerando que dentro de la teoría de parcelas la velocidad vertical es proporcional a $\text{CAPE}^{1/2}$ (Markowski and Richardson, 2011), VGP es proporcional a este término de generación de vorticidad vertical por inclinación.

La relevancia de este parámetro radica en que la inclinación de la vorticidad horizontal por el gradiente de la velocidad vertical es el mecanismo por el cual se forma la rotación en niveles medios característica de las tormentas supercelulares (Markowski and Richardson, 2011). Más aún, el cizalle de los vientos en niveles bajos permite predecir el correcto alineamiento entre el mesociclón y la vorticidad vertical superficial (Coffer and Parker, 2017), especialmente en ambientes con bajos valores de CAPE (Sherburn and Parker, 2019; Vicencio et al., 2021), destacando como un parámetro para discernir entre tormentas tórnicas y no tornádicas.

Algunos estudios sugieren el cálculo de VGP solo con la componente paralela a la dirección del movimiento de la tormenta de la vorticidad horizontal (componente “*streamwise*”), dado que esta componente tendría un papel más importante en la formación de tornados significativos y podría generar un mejor discriminador (Rasmussen and Blanchard, 1998; Droegemeier et al., 1993).

2.3.2. Helicidad relativa a la tormenta (SRH)

La helicidad relativa a la tormenta (SRH) corresponde al grado de alineación entre la dirección del movimiento del viento medio y la vorticidad horizontal, en un marco de referencia relativo a la tormenta (Markowski and Richardson, 2011). El parámetro está dado por

la ecuación 2.4:

$$SRH = - \int_0^h \hat{k} \cdot (\vec{v}(z) - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{v}(z)}{\partial z} dz, \quad (2.4)$$

donde \vec{v} es el vector de viento horizontal medio, \vec{c} es el vector del movimiento de la tormenta y $|h|$ es la profundidad de la zona de entrada a la tormenta.

SRH es ampliamente utilizado para pronósticos y análisis de ambientes supercelulares dada su relación con la vorticidad “*streamwise*”, relevante en la generación de la rotación ciclónica de estas tormentas supercelulares (Davies-Jones, 1984, 1990; Droegemeier et al., 1993). Al igual que VGP, este parámetro también permite discriminar entre superceldas tornádicas y no tornádicas cuando se calcula en niveles bajos (Coffer et al., 2019).

Aunque Davies-Jones (1984) propuso el cálculo de SRH entre los 0 y 3 km de profundidad, el cálculo entre 0 y 1 km también es comúnmente usado dado su mejor rendimiento en la discriminación de tormentas tornádicas (Rasmussen, 2003; Thompson et al., 2003). Otros autores han propuesto incluso niveles más bajos para su cálculo, considerando la capa entre 0 y 500 m como un mejor predictor (Coffer et al., 2019; Vicencio et al., 2021).

Thompson et al. (2007) también propuso el cálculo de SRH en la capa “efectiva” de afluencia más que en una capa fija, considerando que parcelas de aire con altos valores de CAPE y bajos valores de Inhibición Convectiva (CIN) mantienen la afluencia de la tormenta. El SRH efectivo (ESRH) se calcula en la profundidad de la capa con $CAPE \geq 100$ J/kg y $CIN \leq 250$ J/kg, y ha mostrado ser también un buen predictor de tornados significativos (Thompson et al., 2007; Coffer et al., 2019).

2.3.3. Nivel de condensación por ascenso (LCL)

Dada la evidencia de que fuertes flujos fríos de salida (“*outflows*”), asociados con ambientes secos que permiten el enfriamiento en niveles bajos por evaporación, pueden ser perjudiciales para la formación de tornados incluso en ambientes con altos valores de CAPE y SRH (Markowski et al., 2002), altos valores de humedad relativa en la capa límite atmosférica podría discriminar ambientes favorables para los tornados (Rasmussen and Blanchard, 1998; Thompson et al., 2003; Craven et al., 2004; Grünwald and Brooks, 2011). Altos valores de humedad relativa en la capa límite se asocian con bajas alturas del nivel de condensación por ascenso (LCL) dado que más rápido se alcanza la saturación y menor es la altura de la base de la nube. Así, LCL se ocupa comúnmente para representar la humedad relativa en la capa límite, y se calcula considerando una parcela de aire con las condiciones promedio de los primeros 100 mb (MLLCL).

2.3.4. Otros parámetros

- **Significant Tornado Parameter (STP):** Definido por Thompson et al. (2003), corresponde al producto entre el CAPE de la parcela promedio de los primeros 100 mb

(MLCAPE), la magnitud del vector de cizalle 0-6km (S_{0-6km}), SRH calculado en 0-1km (SRH_{0-1km}) y MLLCL, cada uno normalizado por valores umbrales para tornados (ec. 2.5). Cuando la magnitud de $STP > 1$, se tienen condiciones favorables para tornados.

$$STP = \frac{MLCAPE}{1000J/kg} \cdot \frac{S_{0-6km}}{20m/s} \cdot \frac{SRH_{0-1km}}{100m^2/s^2} \cdot \frac{2000 - MLLCL}{1500m} \quad (2.5)$$

- **Energy-Helicity Index (EHI):** Definido por Hart and Korotky (1991) para identificar el potencial de formación de tornados, corresponde a la multiplicación de CAPE y SRH (ec. 2.6). Calculado originalmente entre 0-3km, Rasmussen (2003) mostró que EHI calculado entre 0-1km es un mejor discriminador de tormentas tornádicas.

$$EHI = \frac{(CAPE)(SRH)}{1,6 \cdot 10^5} \quad (2.6)$$

Además de los parámetros que combinan CAPE y cizalle de viento como STP y EHI, también hay parámetros que se utilizan para el análisis y pronóstico de tornados (y superceldas) relacionados solo con la inestabilidad, como el cálculo de CAPE, CIN, “*lapse rates*” en niveles medios y bajos, y “*Downdraft*” CAPE (DCAPE), mientras que otros se relacionan solo con vientos, como los cizalles verticales de viento entre 0-1 km y 0-6 km (Craven et al., 2004).

Capítulo 3

Datos y Metodología

A continuación, se describen los datos y las metodologías utilizadas en este trabajo.

3.1. Base de datos de tornados en Chile

Los registros de tornados y trombas marinas en Chile utilizados para este trabajo corresponden a la base de datos de Bastías-Curivil et al. (2024), que cuenta con 83 registros desde 1554 a 2023 obtenidos a partir de revisiones de textos históricos, prensa y redes sociales. La distribución espacial y temporal se puede observar en las Figuras 1.2 y 1.3.

3.2. Datos de reanálisis ERA5

Se utilizaron los productos del reanálisis ERA5, que cuentan con una resolución horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, cobertura vertical de 1000 a 1 hPa distribuidos en 37 niveles de presión (Hersbach et al., 2020), y una cobertura temporal de frecuencia horaria y mensual desde 1950 a la actualidad.

Se ocuparon los datos en frecuencia horaria de temperatura, humedad específica y componentes horizontales del viento (u y v) en 9 niveles de presión (Tabla 3.1), y de Energía Potencial Convectiva Disponible (más inestable; MUCAPE) y presión superficial. El área de estudio corresponde a la zona centro-sur de Chile, definida entre 32°S - 56°S ; 76°W - 69°W , y el periodo de estudio es de 1959 a 2021.

Variable	Niveles	Resolución temporal
Temperatura	1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500 y 250 hPa	Horaria
Humedad específica	1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500 y 250 hPa	Horaria
Viento horizontal (u y v)	1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500 y 250 hPa	Horaria
Energía Potencial Convectiva Disponible (MUCAPE)	Nivel único	Horaria
Presión superficial	Superficial	Horaria

Tabla 3.1: Lista de variables obtenidas de reanálisis ERA5.

3.2.1. Validación datos de ERA5

La validación de los datos de reanálisis se realizó con los radiosondeos a las 12 UTC de Santo Domingo y Puerto Montt, para el periodo 2012-2021. Se validaron los ciclos promedio anuales con valores mensuales de temperatura, humedad específica, componente zonal y meridional del viento en 12 niveles de presión (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500 y 250 hPa), así como los datos de CAPE más inestable (MUCAPE), calculados con los datos a las 12 UTC. Los datos de radiosondeo de Santo Domingo cuentan con un 86.4% de los días del periodo analizado, mientras que en Puerto Montt se cuenta con un 77.5% de los días.

La temperatura y humedad específica del reanálisis en las Figuras 3.1 y 3.2 (y A.1 y A.2 en Anexo con valores diarios) tiende a seguir bastante bien el ciclo anual que muestran los datos de los radiosondeos en ambas ciudades. Leves discrepancias en magnitud se observan en los datos de temperatura en niveles superficiales (950-1000 hPa), con mayores valores en el reanálisis, mientras que la humedad específica muestra diferencias mayores en toda la columna (ver también Tabla A.1 en Anexo), alcanzando también magnitudes mayores en los datos de reanálisis que apenas superan por ~ 1 g/kg a los datos de radiosondeo.

Las componentes del viento en las Figuras 3.3 y 3.4 (y A.3 y A.4 en Anexo con valores diarios) también muestran ciclos anuales similares entre el reanálisis y los radiosondeos, con mayores diferencias en la componente meridional en Santo Domingo en los niveles más altos (250-300 hPa), particularmente entre los meses Febrero y Marzo donde se observa un fuerte mínimo de v en los datos de radiosondeos que discrepa de los leves valores positivos observados en el reanálisis. Las magnitudes de ambas variables están bien representadas en los datos de reanálisis, con una leve subestimación de la componente zonal en los niveles más altos (250-300 hPa) y en los más superficiales (950-1000 hPa) en Santo Domingo (Fig. 3.3), mientras que la componente meridional es levemente sobreestimada en ambas ciudades en los niveles más altos y más bajos (Fig. 3.4).

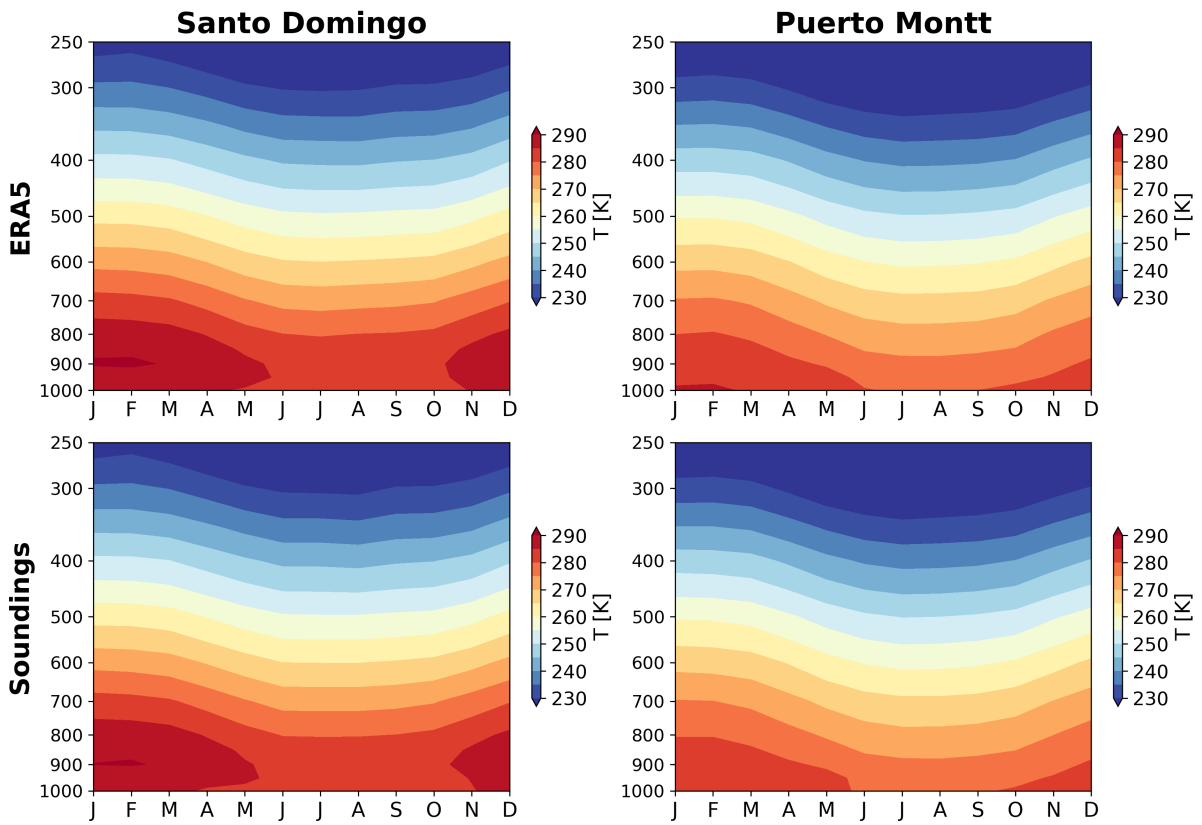


Figura 3.1: Ciclos anuales promedio de temperatura con datos de ERA5 (arriba) y los datos interpolados de radiosondeo (abajo) para Santo Domingo (izquierda) y Puerto Montt (derecha).

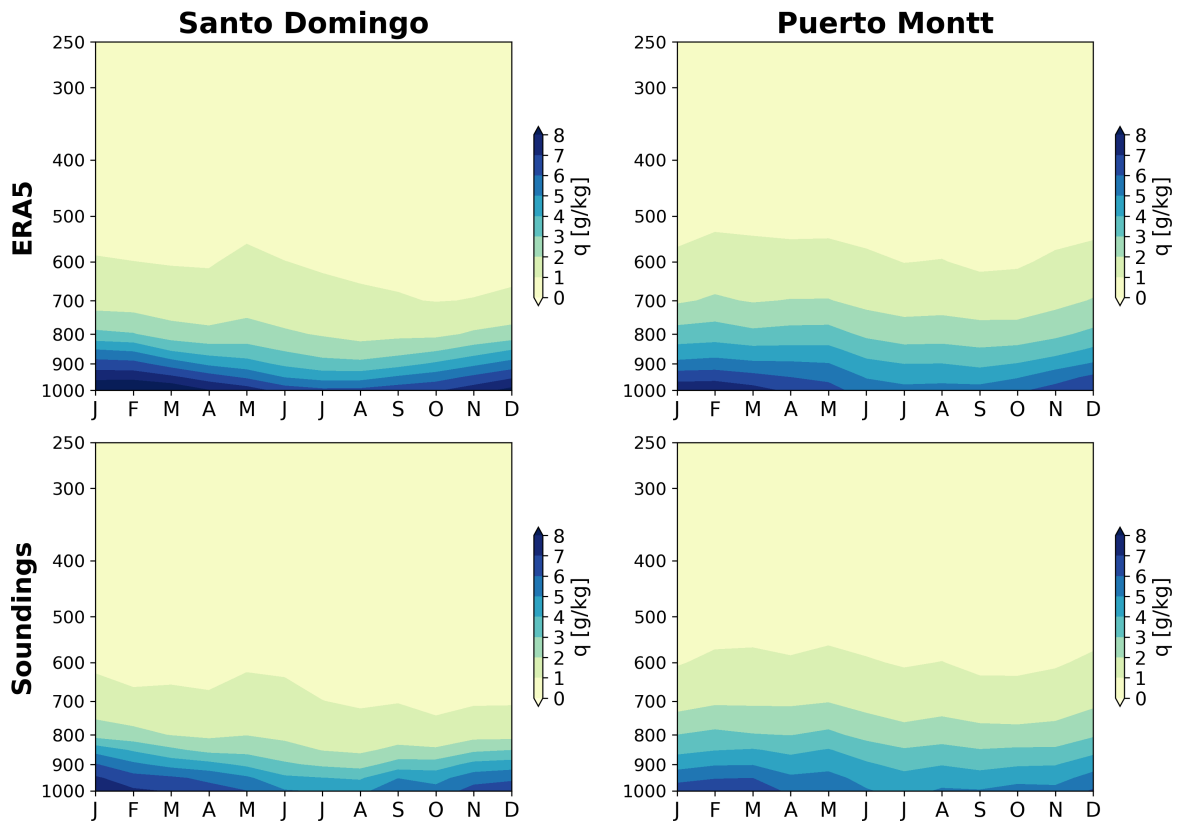


Figura 3.2: Como en 3.1, pero con humedad específica.

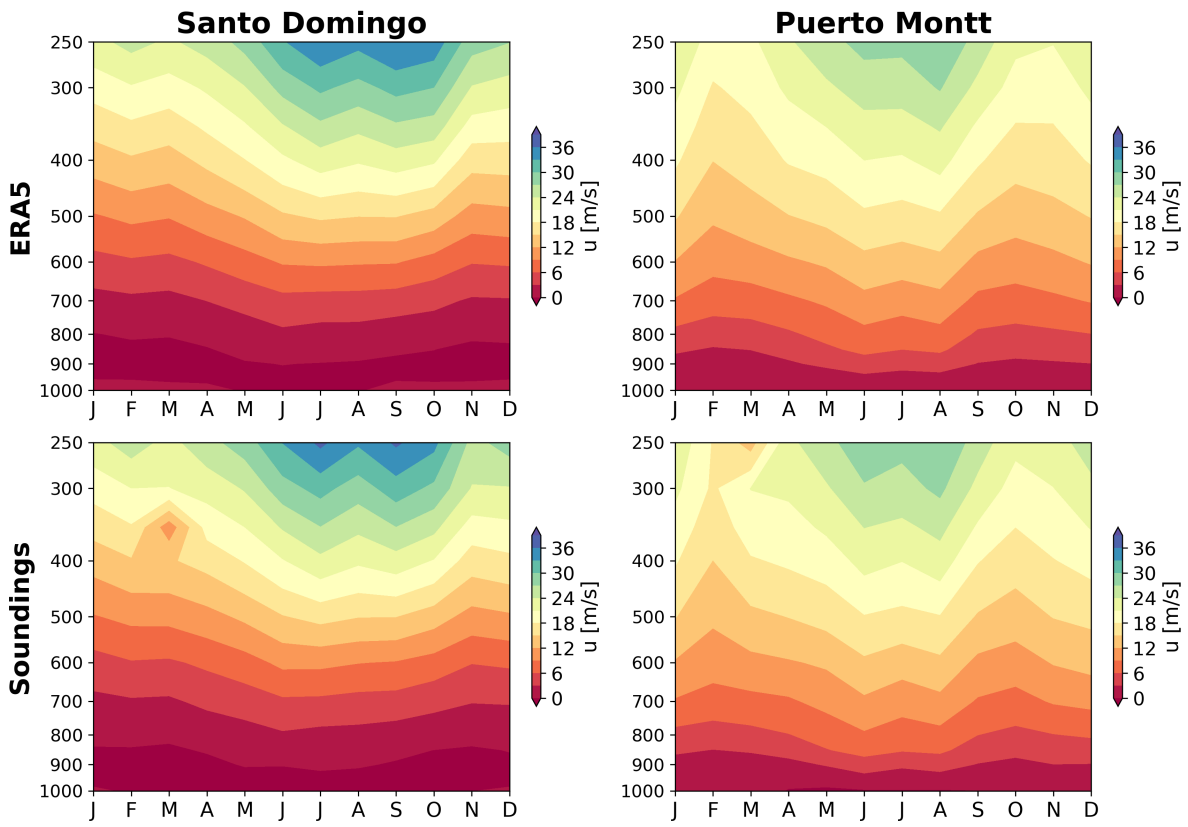


Figura 3.3: Como en 3.1, pero con la componente zonal del viento (u).

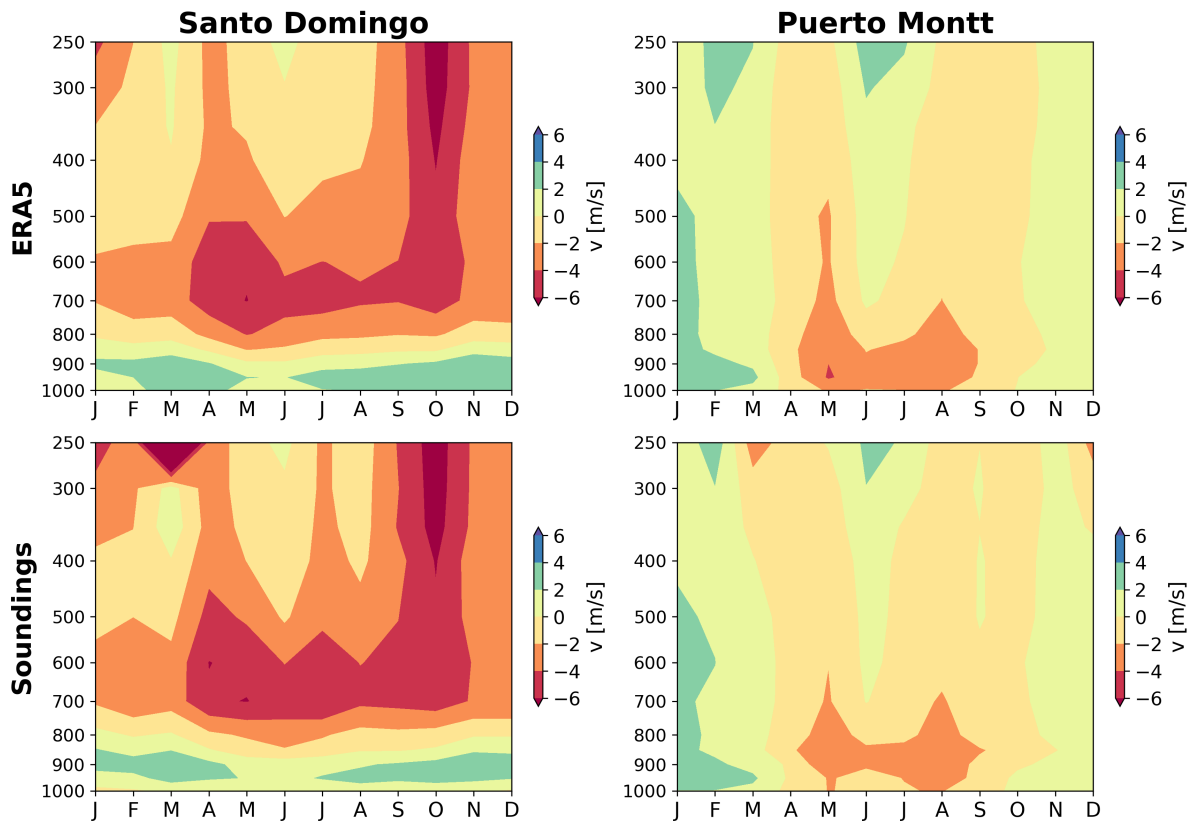


Figura 3.4: Como en 3.1, pero con la componente meridional del viento (v).

En cuanto a MUCAPE, se puede apreciar en la Fig. 3.5 (y A.5 en Anexo con valores diarios) que el reanálisis tiende a seguir el ciclo anual observado con los radiosondeos en Santo Domingo, pero presenta desfases en los máximos observados en Enero y Noviembre, y el mínimo en Agosto de los datos de radiosondeo, además de mostrar fuerte diferencias en magnitud particularmente en los meses de verano (Noviembre-Febrero). En Puerto Montt, el ciclo obtenido con ERA5 es más similar al de los datos de radiosondeo, representado por un mayor valor de la correlación entre ambas series en comparación con Santo Domingo. Las diferencias se observan principalmente en las magnitudes alcanzadas, siendo subestimadas por el reanálisis durante todo el ciclo, pero mayormente en verano (Diciembre-Febrero) y durante Mayo.

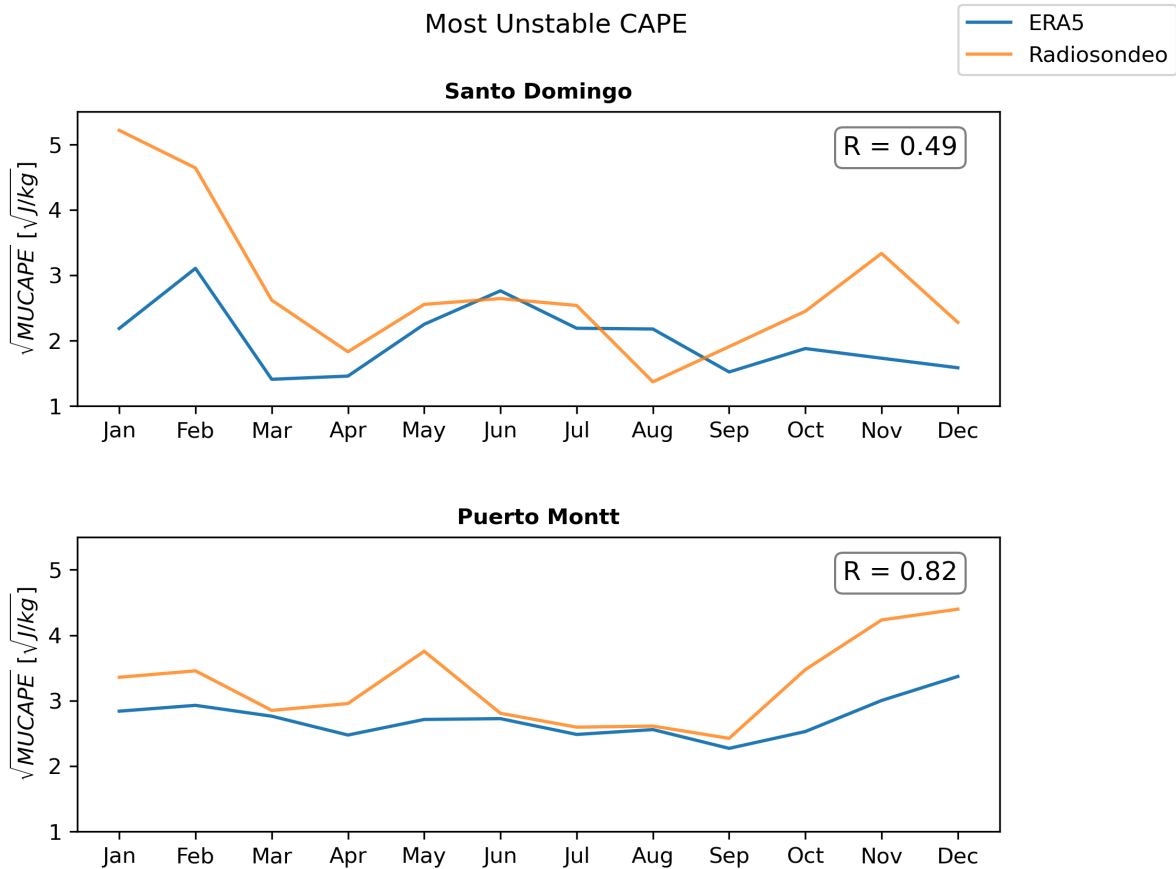


Figura 3.5: Ciclos anuales promedio de $MUCAPE^{1/2}$ en Santo Domingo (arriba) y Puerto Montt (abajo) obtenidos con ERA5 (curva azul) y los radiosondeos (curva naranja). También se muestra la correlación entre los ciclos en cada ciudad.

En resumen, los datos de reanálisis muestran valores que se acercan bastante a los datos obtenidos con los radiosondeos en las variables analizadas en niveles de presión (temperatura, humedad específica, u y v), presentando leves diferencias en los niveles más altos y más superficiales. MUCAPE es la variable que más diferencias presenta principalmente en magnitud en los meses de verano (que también se puede apreciar en la serie con todos los datos en la Fig. A.5 en Anexo), pero logra representar los ciclos anuales en ambas ciudades.

3.3. Datos de actividad eléctrica de WWLLN

Observaciones de rayos en el periodo de 2012-2021 dentro de la caja 76-69°W y 32-56°W de la World Wide Lightning Location Network (WWLLN; <https://wwlln.net/>), una red con más de 70 sensores en superficie de baja frecuencia (VLF, por sus siglas en inglés) operada por la Universidad de Washington, también fueron ocupadas en este trabajo. Estos sensores miden la radiación emitida por un rayo en la banda 3-30 kHz, y lo localizan midiendo la tasa de cambio de fase del tren de ondas recibido con respecto a la frecuencia en el

tiempo de activación para encontrar el tiempo de llegada del grupo (TOGA) en receptores independientes (Dowden et al., 2002). Este método puede detectar rayos dentro de un rango de miles de kilómetros usando al menos cinco sensores, con una precisión de menos de $10 \mu\text{s}$ y $\sim 5 \text{ km}$, que permite asegurar su ubicación en el sistema convectivo pero no en una celda individual (Abarca et al., 2010). La eficiencia de detección de la WWLLN es de $\sim 10\%$ (Abarca et al., 2010; Hutchins et al., 2012), que es suficiente para detectar tormentas que producen rayos (Jacobson et al., 2006).

3.4. Selección de parámetros para identificación de ambientes tornádicos

Para estudiar los ambientes supercelulares tornádicos se utilizaron los parámetros VGP, SRH y MLLCL, antes descritos, al igual que los rayos. La selección de estos parámetros se basó en investigaciones anteriores donde se muestra la efectividad de dichos parámetros para el estudio de los ambientes tornádicos.

Rasmussen and Blanchard (1998) mostró que tanto LCL como parámetros que combinan CAPE y cizalle vertical, como VGP, tienden a diferenciar mejor entre superceldas tornádicas y superceldas clásicas, a diferencia de SRH calculado entre 0-3 km debido a que no todos los ambientes con altos valores de SRH se pueden asociar a tormentas tornádicas. Más tarde, Rasmussen (2003) y Coffey et al. (2019) reevaluaron la habilidad de SRH en niveles más superficiales (0-1 km o 0-500 m), donde SRH sí se posiciona como un buen discriminador de superceldas tornádicas, e incluso determinó un umbral de $189 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para clasificar a estas tormentas.

Para el caso de Chile, Vicencio et al. (2021) mostró que VGP calculado con el cizalle entre 0 y 1 km discrimina bastante bien entre tormentas tornádicas y ordinarias en la zona central del país, estableciendo un umbral de $0.1 \text{ m}/\text{s}^2$ para eventos tornádicos. En particular, destaca la importancia de este parámetro para ambientes tornádicos de bajo CAPE - alto cizalle como es el caso de Chile, en comparación con otros parámetros que le dan una mayor importancia a CAPE, pero discute la relevancia de LCL por la alta disponibilidad de humedad dada la proximidad a la costa. Este trabajo también resalta los altos valores de SRH y la alta actividad eléctrica observada durante las tormentas tornádicas, en base al estudio de los tornados del 2019 ocurridos en Los Ángeles y en Talcahuano-Concepción.

3.4.1. Cálculo de parámetros

VGP (ec. 3.1) fue calculado a partir de la variable CAPE obtenida de ERA5, correspondiente al CAPE de la parcela más inestable (MUCAPE, por sus siglas en inglés), y del cizalle vertical del viento horizontal entre 0 y 1 km (S_{01} ; ec. 3.2), interpolado a partir de los datos de viento en niveles de presión. Para realizar esta interpolación, primero se obtuvieron los valores de altura asociados a los niveles de presión en cada punto mediante la ecuación hipsométrica y los datos de temperatura, humedad y presión superficial.

$$VGP = \sqrt{MUCAPE} \cdot S_{01} \quad (3.1)$$

$$S_{01} = \frac{\sqrt{(u_{1km} - u_{0km})^2 + (v_{1km} - v_{0km})^2}}{1km - 0km} \quad (3.2)$$

Dado que varios autores sugieren el uso de vorticidad *streamwise*, también se obtuvo un VGP *streamwise* (swVGP) mediante el uso del cizalle de viento *streamwise* (swS_{01}), calculando como la componente de S_{01} ortogonal al vector de la velocidad de la tormenta. La velocidad de la tormenta (c) se obtuvo usando la aproximación de Bunkers et al. (2000) para la tormenta “*left-moving*” (ec. 3.4), donde V_{mean} corresponde al viento promedio entre 0-6 km, V_{shear} es el vector de cizalle entre el promedio 0-0.5 km (“*tail wind*”) y el promedio 5.5-6 km (“*head wind*”), y D es la magnitud de desviación de la tormenta con respecto al viento medio siguiendo una línea ortogonal al vector de cizalle vertical, con un valor de 7.5 m/s según el mismo trabajo.

$$swVGP = \sqrt{MUCAPE} \cdot swS_{01} \quad (3.3)$$

$$c = V_{mean} - D \left[\frac{\hat{k} \times V_{shear}}{|V_{shear}|} \right] \quad (3.4)$$

SRH se calculó entre 0-1 km (SRH_{01} siguiendo la aproximación descrita en Markowski and Richardson (2011), donde u y v son las componentes zonal y meridional del viento, c es la velocidad de la tormenta, y N corresponde a la cantidad de datos de viento en la vertical. Al igual que para S_{01} , se realizaron interpolaciones para obtener los valores de viento en los niveles de altura requeridos. La velocidad de la tormenta, al igual que para $swVGP$, se obtuvo usando la aproximación de Bunkers et al. (2000).

$$SRH_{01} = \sum_{n=1}^{N-1} [(u_{n+1} - c_x)(v_n - c_y) - (u_n - c_x)(v_{n+1} - c_y)] \quad (3.5)$$

Por último, MLLCL se obtuvo subiendo la parcela promedio de los primeros 100 hPa siguiendo un gradiente adiabático seco (-9.8 K/km) hasta alcanzar la saturación. Para esto, en cada nivel se calculó la razón de mezcla de saturación con los valores de temperatura y humedad de ERA5, y luego, se calcularon las diferencias con la razón de mezcla de cada nivel y se interpoló a la altura donde la diferencia era nula.

Todos estos parámetros fueron calculados con los valores diarios del periodo en cada punto de grilla, y luego se calcularon las climatologías con frecuencias de día juliano, quincenal y mensual.

3.5. Selección de zonas de estudio

Para analizar los ciclos anuales de estas variables se dividió la zona de estudio en 5 cajas en base a los valores de VGP y SRH y a los registros de tornados y trombas marinas (Fig. 3.6):

- **Caja 1 (Box 1): 74-71.5°W, 36-39.5°S**; comprende las zonas de San Carlos, Chillán, Concepción, Los Ángeles, Temuco y Villarica.
- **Caja 2 (Box 2): 74.5-72°W; 39.5-43°S**; comprende las zona de Valdivia, Puerto Varas, Puerto Montt y la gran Isla de Chiloé hasta Quellón.
- **Caja 3 (Box 3): 74.75-72.25°W, 43.25-46.75°S**; desde Puerto Cardenas hasta la parte norte del Parque Nacional Laguna San Rafael.
- **Caja 4 (Box 4): 75.5-73.75°W, 47.5-51°S**; desde Tortel hasta la parte NW del Parque Nacional Torres del Paine.
- **Caja 5 (Box 5): 73.75-72°W, 51.25-54°S**; desde la parte S del Parque Nacional Torres del Paine hasta la Isla Clarence (al SW de Punta Arenas).

Las dos primeras áreas engloban gran parte de los registros de eventos, mientras que las últimas 3 no presentan ningún registro. A pesar de esto, estas 3 zonas presentan altos valores de VGP y SRH durante todo el año (Figs. A.6-A.17), por lo que se considera relevante su estudio en este trabajo. Además, es importante notar que estas 3 áreas presentan bajos valores de densidad poblacional (Fig. 3.6), por lo que la falta de población que de cuenta de estos eventos también podría ser una razón de la falta de reportes en la zona.

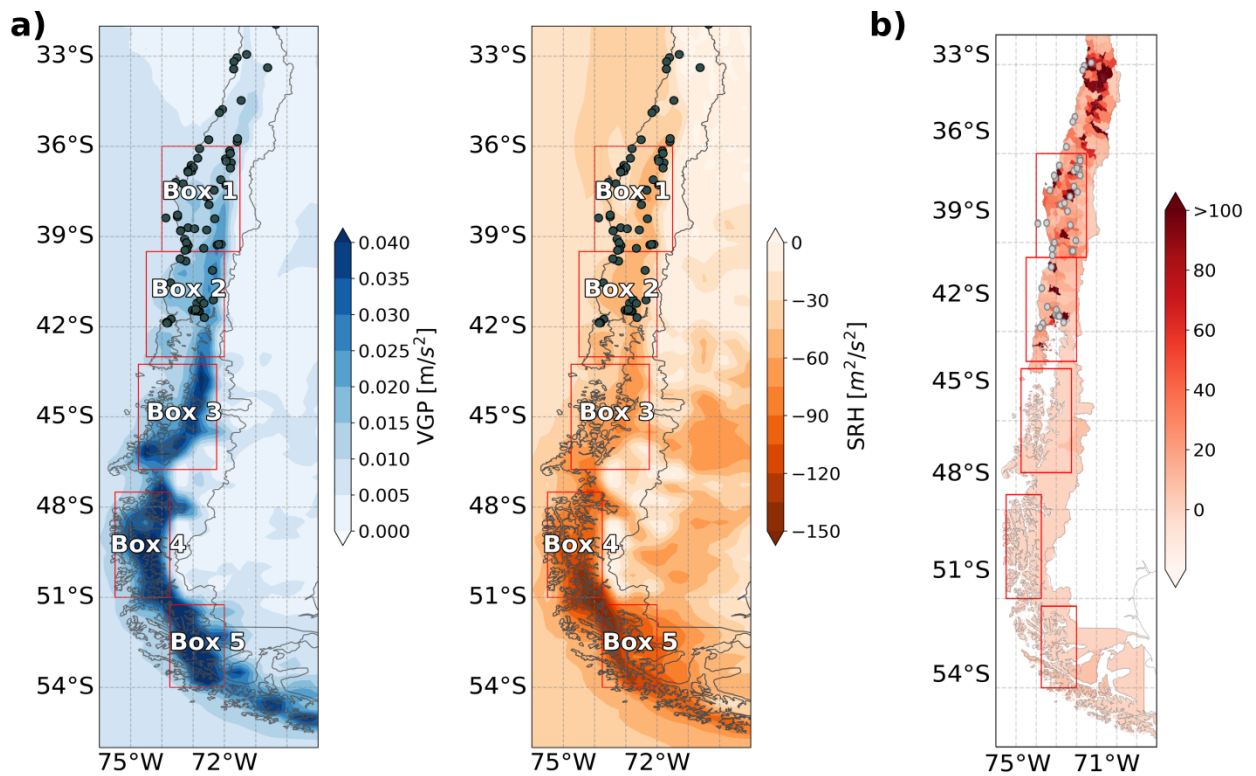


Figura 3.6: (a) Promedios anuales de VGP y SRH (contornos sombreado, azul y naranja respectivamente). (b) Densidad poblacional ($habitantes/km^2$; INE (2018)). Los rectángulos rojos muestran las cajas de estudio, y los puntos negros (a) y grises (b) representan los reportes de tornados y trombas marinas.

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo se muestran los resultados de este trabajo. Primero se mostraran los resultados relacionados a los ciclos anuales de las variables de estudio y posteriormente se mostrará el análisis de los factores de la estacionalidad observada.

4.1. Ciclos anuales de VGP, SRH y MLLCL

Los ciclos anuales de VGP y SRH entre 0 y 1 km, y MLLCL promedio en cada una de las cajas de estudio se muestran en las Figuras 4.1-4.5. Junto con los ciclos de VGP y SRH también se muestran los eventos registrados dentro de cada caja.

El ciclo anual de VGP en la caja 1 (Fig. 4.1) presenta un ciclo asimétrico con una rápido aumento de los valores entre Abril y Mayo alcanzando el máximo durante la primera quincena de Junio (Tabla 4.1). Posterior a esto, se observa una disminución más lenta de los valores llegando a magnitudes mínimas entre Diciembre y Marzo, con un leve aumento durante Febrero. SRH y MLLCL muestran un ciclo anual análogo a VGP, con magnitudes altas entre Mayo y Agosto en el ciclo de SRH y magnitudes mínimas entre Junio y Octubre en el ciclo de MLLCL, alcanzando los máximos/mínimos en la segunda quincena de Junio (Tabla 4.1). Las magnitudes mínimas de SRH se observan entre Octubre y Marzo, mientras que en el caso de MLLCL las magnitudes máximas se observan entre Diciembre y Febrero. Al igual que con VGP, en los ciclos de SRH y MLLCL también se puede observar un rápido aumento/descenso de las magnitudes entre Marzo y Mayo, y un descenso/aumento más lento entre Junio y Agosto, y entre Junio y Octubre, respetivamente.

La estacionalidad observada de estos tres parámetros se ajusta relativamente bien a los registros de tornados en la caja, representando bien el máximo de eventos entre la segunda quincena de Mayo y la primera de Junio, además de las condiciones propicias para la formación de estos fenómenos que se mantendrían desde Mayo hasta Agosto.

Dado que VGP se calcula a partir de $MUCAPE^{1/2}$ y S01, y que SRH se calcula con S01 y se relaciona indirectamente al cizalle de viento entre 0 y 6 km, también se graficaron los ciclos de estas variables. En el caso del cizalle, se graficó el “*bulk-shear*” o “cizalle bruto”,

que corresponde simplemente a la diferencia entre los vectores de viento horizontal en los dos niveles ($BS = \Delta\vec{v}$).

$MUCAPE^{1/2}$ muestra valores máximos entre Enero y Febrero y dos máximos relativos en los primeros días de Junio y en la segunda quincena de Noviembre, y valores mínimos en Abril y Septiembre. Por su parte, BS01 muestra un ciclo anual más simétrico con altos valores entre Junio y Julio, alcanzando un máximo en la segunda quincena de Junio (Tabla 4.1), y valores mínimos entre Octubre y Marzo. Ambos presentan un comportamiento similar al ciclo de VGP en torno a sus respectivos máximos en Mayo y Junio, con un rápido aumento antes de alcanzar el máximo y una disminución más lenta posterior a éste, siendo más notorio en el ciclo de $MUCAPE^{1/2}$. También es importante notar que el máximo de VGP se da entre los dos máximos de estas variables: unos días después del máximo relativo de $MUCAPE^{1/2}$ y unos días antes del máximo de BS01 (Tabla 4.1).

BS06, de similar manera que BS01, muestra altos valores entre Mayo y Agosto, con máximo en la primera quincena de Julio, y valores mínimos en los meses de verano, particularmente en Febrero. Ambos ciclos coinciden bastante bien con el ciclo observado de SRH, aunque el comportamiento en torno al máximo en magnitud de SRH es más similar al comportamiento que BS01 presenta en torno a su máximo.

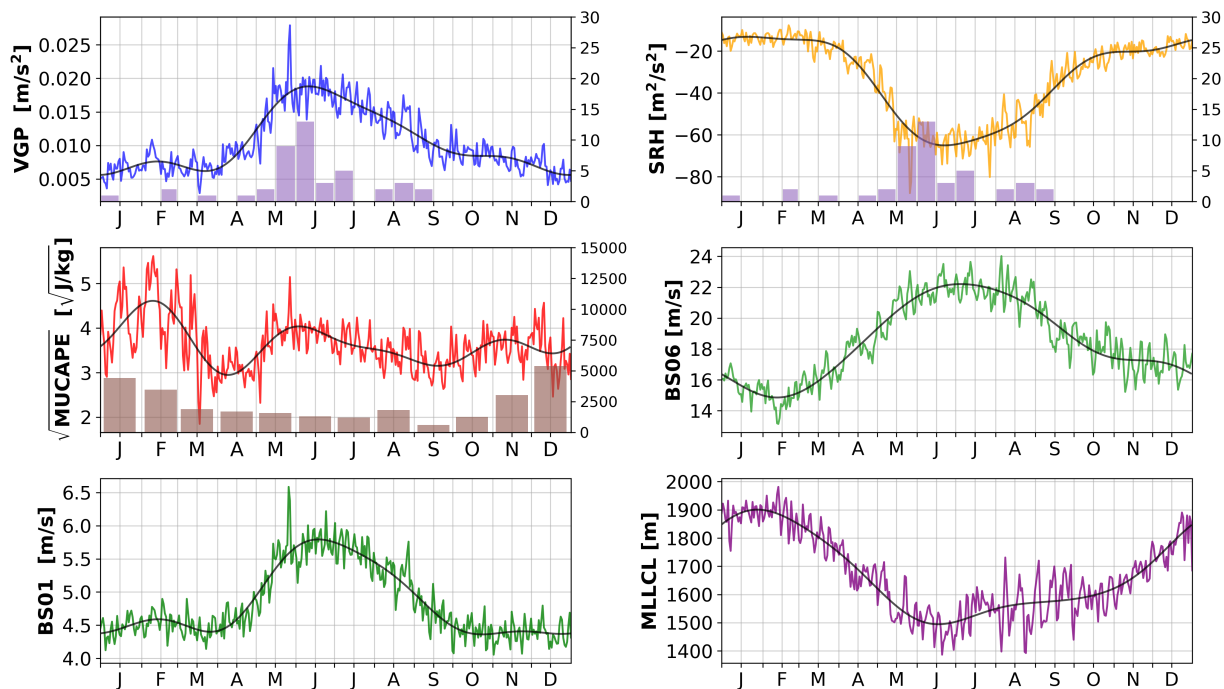


Figura 4.1: Ciclos anuales promedios de VGP, $MUCAPE^{1/2}$, BS01, SRH, BS06 y MLLCL en la caja 1. La curva negra representa el ciclo anual calculado con los 4 primeros armónicos y las curvas de colores representan los valores diarios promedios. También se muestra la distribución mensual de los eventos confirmados dentro de la caja junto con los ciclos de VGP y SRH y la distribución de la cantidad de rayos detectados junto con $MUCAPE^{1/2}$.

En la caja 2 (Fig. 4.2), los ciclos de VGP, SRH y MLLCL presentan un comportamiento similar a los observados en la caja 1, con altas magnitudes de VGP y SRH y mínimos valores

de MLLCL entre Mayo y Agosto. Más aún, las máximas magnitudes de cada ciclo se alcanzan durante las mismas quincenas: VGP alcanza su máximo durante la primera quincena de Junio, mientras que SRH y MLLCL alcanzan su máxima magnitud en la segunda quincena del mismo mes (Tabla 4.1). En los tres ciclos también se observa el mismo comportamiento alrededor del peak, con un cambio más rápido de los valores entre Marzo y Mayo antes de llegar al peak, y un cambio mucho más lento posterior a éste que se extiende desde Junio hasta Octubre o hasta Noviembre en el caso de MLLCL.

Los ciclos observados en esta caja también se ajustan bien a los registros de tornados y trombas en la zona, con el máximo de eventos en la misma quincena que VGP y desfasado por una quincena con los mínimos de SRH y MLLCL.

De igual manera, los ciclos de $MUCAPE^{1/2}$, BS01 y BS06 presentan semejanzas a los observados en la caja 1. $MUCAPE^{1/2}$ presenta dos máximos de magnitudes similares en la primera quincena de Febrero y en la segunda de Mayo, con este segundo máximo mostrando un aumento rápido de los valores entre Abril y Mayo y una disminución más suavizada entre Junio y Octubre, mismo comportamiento que se observa en torno al máximo de VGP. BS01, en cambio, presenta un ciclo mucho más simétrico con máximo en la segunda quincena de Junio y valores mínimos entre Diciembre y Enero, obteniendo así nuevamente un máximo de VGP que cae entre los máximos de $MUCAPE^{1/2}$ y BS01 (Tabla 4.1), tal como en la caja 1. El ciclo de BS06 muestra valores máximos entre Abril y Agosto, con máximo en la primera quincena de Julio, y valores mínimos en Febrero y Octubre, comportamiento que, junto con el de BS01, se asemejan bastante al ciclo de SRH, con la excepción de que los mínimos de BS06 no se ven reflejados en este ciclo.

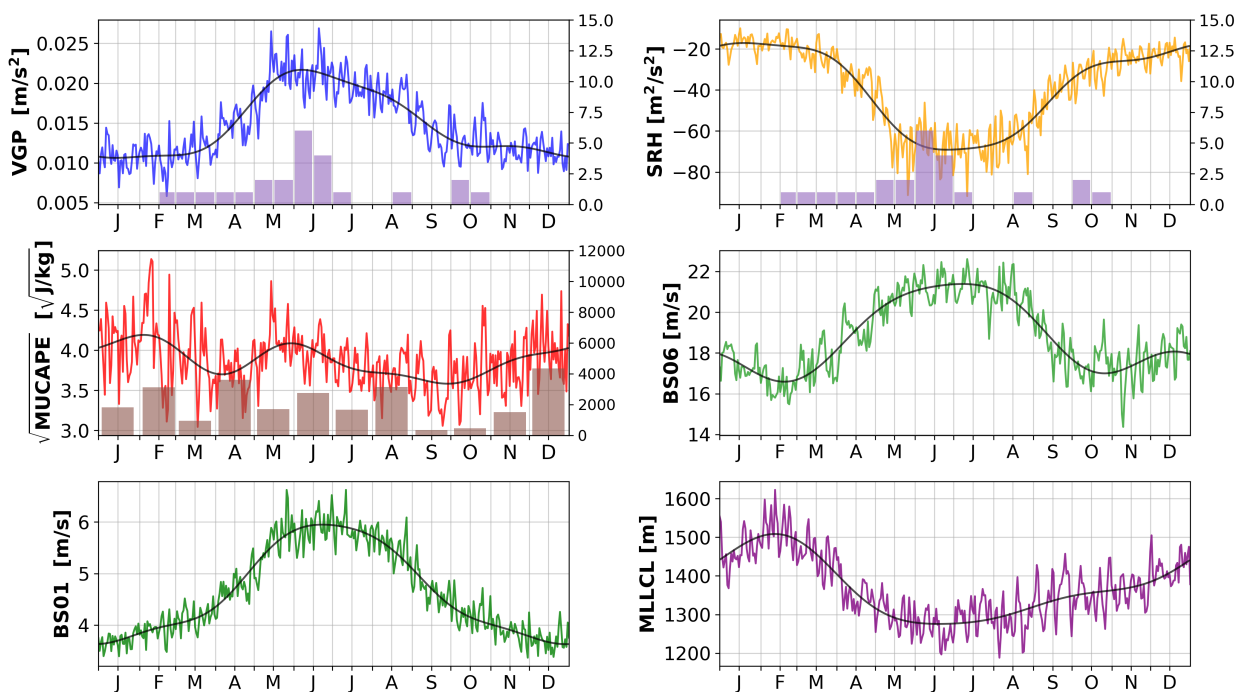


Figura 4.2: Como en 4.1, pero para caja 2.

En la caja 3 (Fig. 4.3), los ciclos de VGP, SRH y MLLCL presentan similitudes con los ciclos de las cajas anteriores, pero también se aprecian notorias diferencias particularmente en los meses de verano. VGP presenta un ciclo con dos periodos de altas magnitudes entre Abril y Julio, y entre Diciembre y Enero, con el peak del ciclo durante la primera quincena de Mayo (Tabla 4.1). SRH también muestra magnitudes máximas entre Abril y Agosto y un peak en la segunda quincena de Julio, y magnitudes mínimas entre Octubre y Febrero, con un leve aumento de las magnitudes durante Enero. El ciclo de MLLCL es el que más se asemeja a los resultados de las cajas anteriores, con valores mínimos también entre Abril y Agosto que aumentan levemente entre Octubre y Diciembre, y valores máximos entre Febrero y Marzo; el valor mínimo se observa durante la primera quincena de Mayo.

$MUCAPE^{1/2}$, BS01 y BS06 también muestran diferencias respecto a las cajas anteriores, en especial $MUCAPE^{1/2}$ cuyo ciclo presenta valores altos durante Diciembre y Enero, con un máximo en la segunda quincena de Diciembre, y valores mínimos en invierno. El ciclo de BS01 es bastante similar al de las cajas anteriores, pero presenta una estacionalidad opuesta a la de $MUCAPE^{1/2}$ con altos valores altos entre Mayo y Agosto y mínimos en verano, con un máximo en la primera quincena de Julio. Estos máximos en distintas estaciones coinciden con los dos máximos observados en VGP: máximos valores de $MUCAPE^{1/2}$ aumentan los valores de VGP en verano mientras que los máximos valores de BS01 aumentan VGP durante otoño e invierno. BS06, por otro lado, también cambia su comportamiento en verano presentando valores más altos que en las cajas anteriores entre Diciembre y Enero pero manteniendo su valores máximos entre Abril y Julio, con peak en la primera quincena de Mayo. Este comportamiento se refleja en el ciclo de SRH, al igual que el de BS01, con un peak en magnitud durante la segunda quincena de Julio coincidente con los altos valores de BS06 y los máximos de BS01.

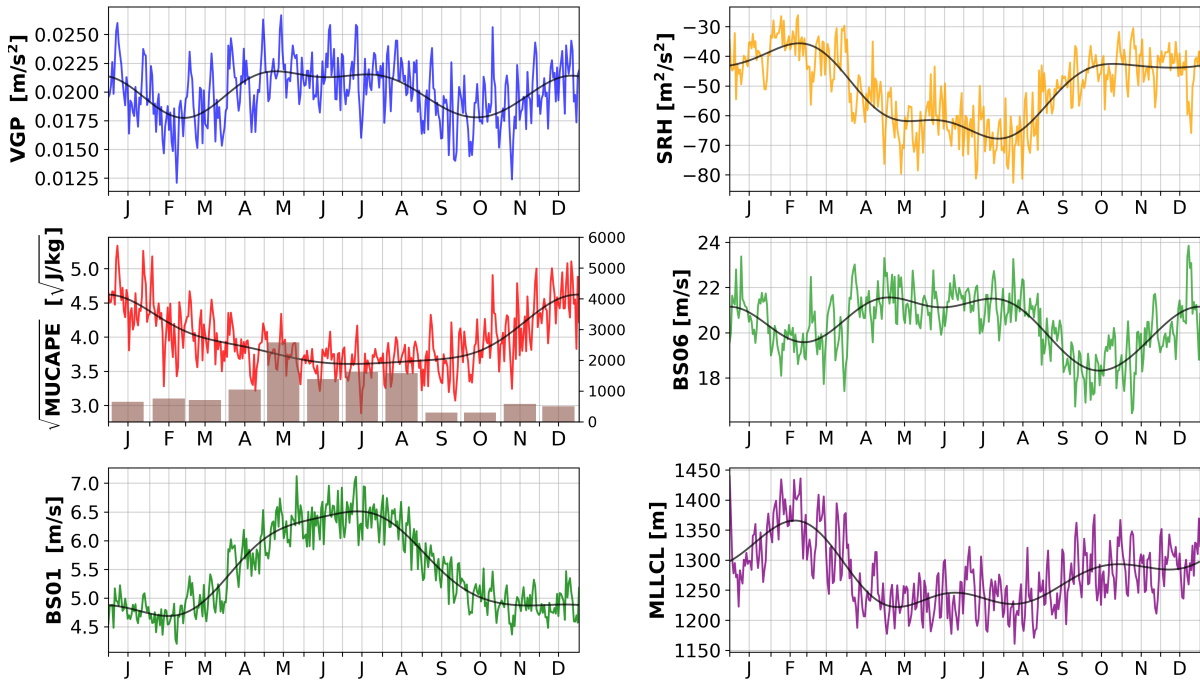


Figura 4.3: Como en 4.1, pero para caja 3.

En la caja 4 (Fig. 4.4) se observan estacionalidades opuestas a las observadas en las cajas 1 y 2, con valores altos de VGP y valores bajos de MLLCL durante los meses de verano, alcanzando peaks durante la segunda y primera quincena de Diciembre, respectivamente (Tabla 4.1). Valores bajos de VGP y altos de MLLCL se observan durante los meses de invierno (Junio-Julio). SRH, por otro lado, muestra un ciclo menos variable que los otros parámetros con magnitudes levemente más altas en Abril y entre Julio y Agosto, y magnitudes mínimas en Junio y Septiembre. También es importante notar que las magnitudes observadas de VGP y SRH son más altas que las observadas en las cajas anteriores, mientras que las magnitudes de MLLCL son más bajas.

Al igual que en la caja 3, $MUCAPE^{1/2}$ presenta valores altos entre Diciembre y Enero y valores mínimos en Junio, con un máximo en la segunda quincena de Diciembre coincidente con el máximo de VGP. En cambio, BS01 muestra valores altos entre Abril y Agosto, que coinciden con leves aumentos de VGP en estos meses, y valores mínimos durante Diciembre y Febrero pero con magnitudes comparables a las observadas en los periodos de altos valores de BS01 en las otras cajas.

El ciclo de BS06 también cambia significativamente en esta caja, alcanzando altos valores entre Diciembre y Enero con un peak en la segunda quincena de Enero, y valores mínimos en Junio y entre Septiembre y Octubre. Estos mínimos coinciden con los mínimos en magnitud de SRH mientras que los máximos de BS06 coinciden con máximos relativos de SRH durante Enero y Febrero. Los máximos absolutos en magnitud de SRH coinciden con los máximos de BS01 en Abril y Agosto, con un peak en la segunda quincena de Abril asociado tanto a valores altos de BS01 como de BS06.

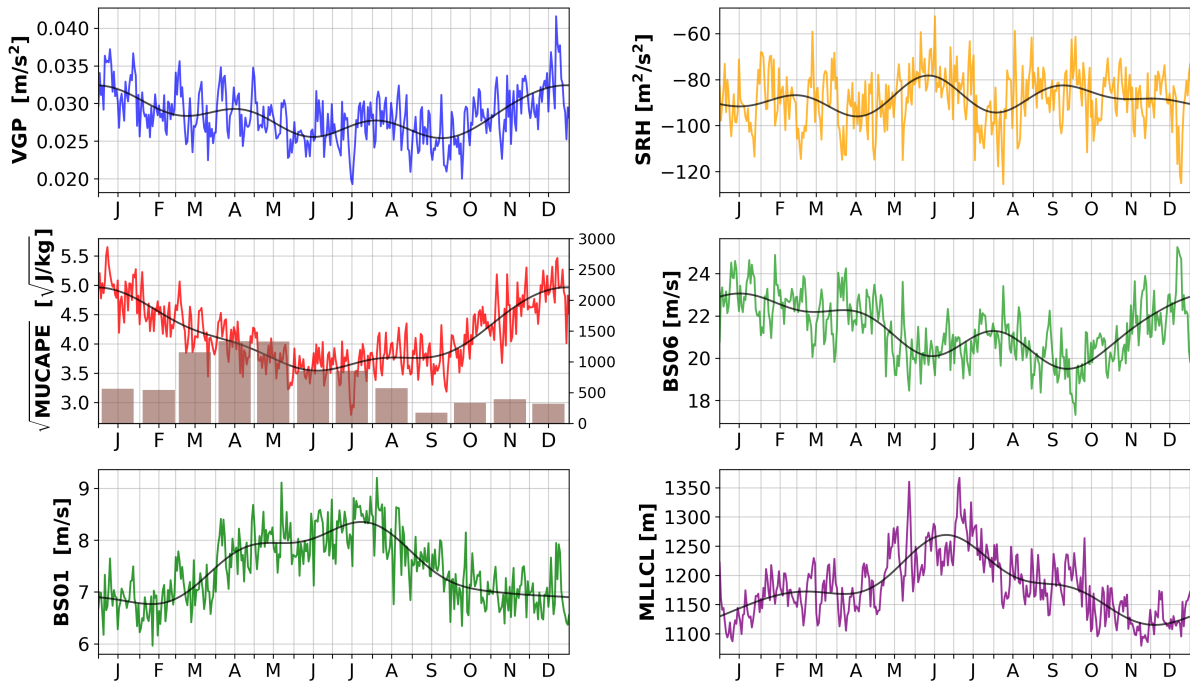


Figura 4.4: Como en 4.1, pero para caja 4.

La última caja (Fig. 4.5) muestra resultados análogos de VGP a los de la caja 4, con altos valores de VGP entre Diciembre y Enero y mínimos en Junio. El ciclo de SRH muestra mayor variabilidad alcanzando magnitudes máximas en la segunda quincena de Febrero y mínimas durante Junio, con magnitudes relativamente altas el resto del año. MLLCL, en cambio, presenta un ciclo con leves variaciones alcanzando valores mínimos entre Noviembre y Abril, y máximos entre Junio y Julio. Las magnitudes de VGP y SRH en esta caja también son mayores a las observadas en las cajas anteriores, sumado a que MLLCL también presenta valores más bajos.

El ciclo de $MUCAPE^{1/2}$ también es similar al observado en la caja 4, con altos valores entre Diciembre y Enero y mínimos entre Mayo y Junio, al igual que VGP, mientras que BS01 presenta un ciclo casi opuesto con leves aumentos de magnitud en Abril y Agosto, y una disminución de los valores entre Diciembre y Enero, pero con magnitudes mayores a los máximos observados en las otras cajas.

Por otro lado, el comportamiento de BS06 es semejante al de SRH, con valores máximos en Febrero (segunda quincena) y mínimos en Junio y en Septiembre, este último más leve en el ciclo de SRH. BS01 muestra menos similitudes con ambos ciclos, coincidiendo en el mínimo en Junio y Septiembre, mientras que el máximo de SRH y BS06 coincidiría con un leve aumento de los valores de BS01.

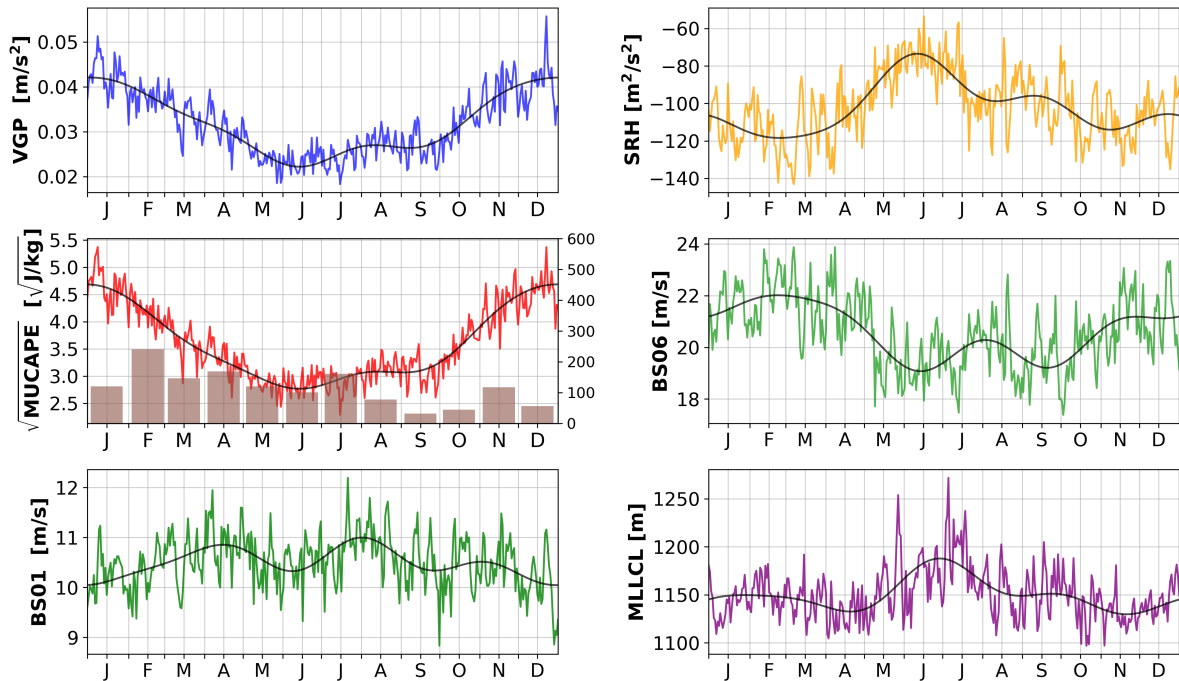


Figura 4.5: Como en 4.1, pero para caja 5.

Var	Caja 1		Caja 2		Caja 3		Caja 4		Caja 5	
	DoY	Quin	DoY	Quin	DoY	Quin	DoY	Quin	DoY	Quin
VGP	163	1° Jun	159	1° Jun	131	1° May	365	2° Dic	3	1° Ene
SRH	174	2° Jun	178	2° Jun	210	2° Jul	108	2° Abr	56	2° Feb
MLLCL	170	2° Jun	172	2° Jun	131	1° May	339	1° Dic	326	2° Nov
CAPE^{1/2}	42	1° Feb	36	1° Feb	366	2° Dic	365	2° Dic	366	2° Dic
	156	1° Jun	151	2° May	-	-	-	-	-	-
BS01	171	2° Jun	175	2° Jun	195	1° Jul	206	2° Jul	214	1° Ago
BS06	187	1° Jul	190	1° Jul	125	1° May	17	2° Ene	55	2° Feb

Tabla 4.1: Día del año (DoY) y quincena (Quin) del máximo del ciclo anual de cada variable (mínimo para el caso de SRH y MLLCL). También se muestran los máximos relativos de $MUCAPE^{1/2}$ durante otoño en las cajas 1 y 2.

4.1.1. Ciclos anuales de valores extremos

Dado que los ambientes favorables para la formación de tornados se identifican por medio de umbrales de VGP y SRH, analizar el comportamiento de los valores extremos de estos parámetros da una mayor robustez a los resultados obtenidos con los ciclos medios. Para esto, se graficaron las curvas promedio de los percentiles 80, 90, 95, 99, 99.5 y 99.9 para VGP, y los percentiles 20, 10, 5, 1, 0.5 y 0.1 para SRH en la Figura 4.6, calculados a partir de los datos diarios usados para obtener los ciclos promedios. También se graficaron los umbrales de $0.1 m/s^2$ para VGP (Vicencio et al., 2021), y de $-189 m^2/s^2$ para SRH (Coffer et al., 2019) adaptado para el hemisferio sur.

En la caja 1, tanto VGP como SRH muestran ciclos análogos a los observados en los ciclos con los valores medios, con altas magnitudes entre Mayo y Agosto y con el claro peak de VGP durante el otoño, que en este caso cae durante la segunda quincena de Mayo. Las curvas de SRH también muestran un cambio en la quincena del peak donde pasa de la segunda quincena de Mayo en los primeros percentiles graficados a la primera de Junio en el percentil más extremo (P0.1), además de aparecer un segundo peak en la segunda quincena de Julio.

Con respecto a los umbrales, más del 1% de los datos sobrepasa el umbral de VGP entre la segunda quincena de Mayo y la segunda de Octubre, mientras que cerca del 0.5% de los datos sobrepasa el umbral durante casi todo el año. De manera similar, más del 1% de los datos sobrepasa el umbral de SRH entre la segunda quincena de Marzo y la segunda de Octubre, con cerca del 10% de los datos sobrepasándolo entre la segunda quincena de Mayo y la primera de Agosto, mientras que el 0.1% de los datos lo sobrepasa durante todo el año.

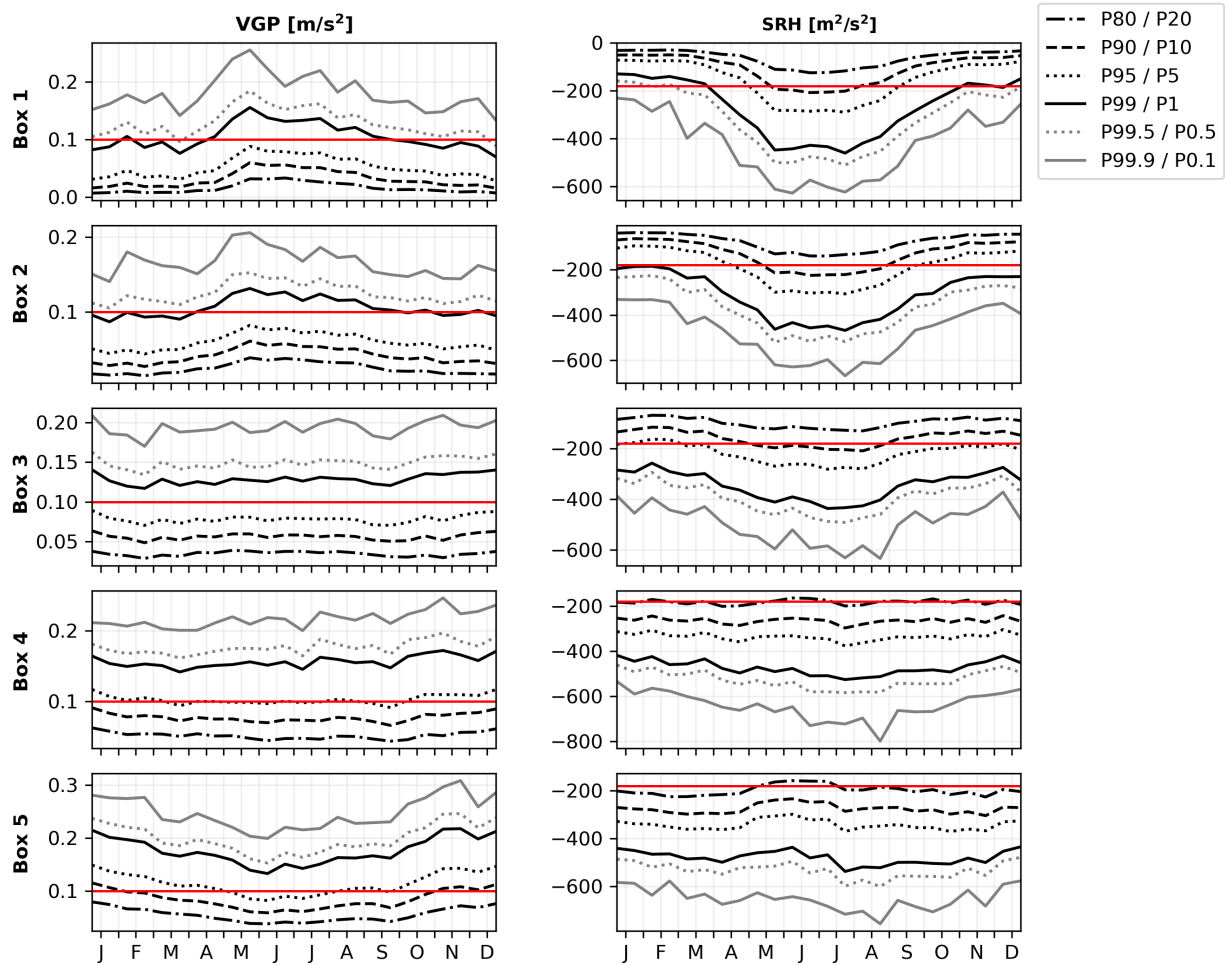


Figura 4.6: Ciclos anuales promedios de los percentiles 80, 90, 95, 99, 99.5, 99.9 de VGP y 0.1, 0.5, 1, 5, 10 y 20 de SRH en cada caja. Rectas rojas representan los umbrales de cada parámetro (0.1 m/s^2 para VGP y $-189 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para SRH).

Las curvas de la caja 2 también muestran ciclos que se corresponden bien con el ciclo medio con altas magnitudes entre Abril y Septiembre. En particular, se observa que más del 1% de los datos supera el umbral de VGP entre la primera quincena de Abril y la segunda de Septiembre, con cerca del 0.5% sobrepasándolo durante todo el año. Más del 5% de los datos supera el umbral de SRH entre la primera quincena de Mayo y la segunda de Agosto, con cerca del 10% sobrepasándolo entre la primera quincena de Mayo y la segunda de Agosto y cerca del 1% sobrepasándolo durante todo el año. Los peaks de los ciclos de los percentiles también muestran un desfase con los peaks de los ciclos medios, con VGP alcanzando valores máximos en la segunda quincena de Mayo y con SRH pasando de la segunda quincena de Mayo en los primeros percentiles a la segunda de Julio en el percentil más extremo (P0.1).

En la caja 3 ya se pueden observar algunas diferencias entre los ciclos de los valores extremos y los ciclos medios, en particular en el caso de VGP. Todos los percentiles graficados muestran un comportamiento bastante parejo durante todo el año con leves máximos durante la segunda quincena de Diciembre y la primera de Enero, y entre la primera quincena de Mayo y la segunda de Agosto en los percentiles más bajos. Las curvas de SRH también muestra un

comportamiento más parejo en los primeros percentiles graficados (P20, P10 y P5), con leve aumento de la magnitud entre la primera Mayo y Agosto que se profundiza en la segunda quincena de Agosto y en la segunda de Julio en los percentiles más extremos, este último coincidente con el máximo en el ciclo medio.

En cuanto al umbral, más del 1 % de los datos de VGP lo sobrepasa durante todo el año mientras que las curvas del percentil 95, 90 y 80 no lo sobrepasan en ningún mes. De manera similar, las curvas de los percentiles más extremos (P0.1, P0.5 y P1) también sobrepasan el umbral durante todo el año, con el 10 % de los datos sobrepasándolo solo entre la primera quincena de Mayo y la segunda de Agosto.

Al igual que en la caja 3, la caja 4 muestra un comportamiento parejo en todas las curvas de los percentiles de VGP, mostrando un leve máximo en la segunda quincena de Diciembre coincidente con el peak del ciclo medio. Las curvas de P99.9, P99.5 y P99 superan el umbral durante todo el año, al igual que en la caja anterior, con solo el 5 % de los datos (P95) superándolo entre Octubre y Enero. El comportamiento de las curvas de SRH no es muy distinto, con casi todas las curvas mostrando un ciclo muy parejo durante el año con un leve aumento de la magnitud entre la segunda quincena de Junio y la segunda de Agosto y un fuerte peak en la segunda quincena de Agosto en la curva del percentil más extremo (P0.1), desfasado en una quincena con respecto al peak relativo de Agosto del ciclo medio. En cuanto al umbral, casi todas las curvas logran superarlo en todos los meses, solo con P80 encontrándose bajo éste en algunos meses. De esta manera, casi el 20 % de los datos logra superar el umbral de SRH durante todo el año.

Las curvas de percentiles de VGP en la caja 5 muestran una mayor similitud con el ciclo medio, con altos valores durante el verano y un peak en segunda quincena de Diciembre, a excepción de los percentiles más extremos que muestran un peak en la segunda quincena de Noviembre. De manera similar a las cajas 3 y 4, las curvas de los percentiles más extremos (P99.9, P99.5 y P99) superan el umbral durante todo el año, con cerca del 10 % de los datos superándolo solo entre Noviembre y Enero. Los primeros percentiles de SRH (P20, P10 y P5) también muestran una gran similitud con el ciclo medio, con magnitudes máximas entre Febrero y Abril y mínimas entre Mayo y Julio. En los percentiles más extremos este comportamiento cambia, observando mayores magnitudes en la segunda quincena de Julio (P1 y P0.5) y en la segunda quincena de Agosto (P0.1). El umbral es superado por casi todas las curvas de SRH, con solo P20 bajo el umbral entre la primera quincena de Mayo y la primera de Julio.

4.1.2. Componente *streamwise* de VGP y BS01

Los ciclos anuales promedios de la componente *streamwise* de VGP (swVGP) y de BS01 (swBS01) y las diferencias con los ciclos de VGP y BS01 se muestran de la Figura 4.7.

En general, los ciclos de swVGP y VGP presentan comportamientos muy similares que difieren principalmente en las magnitudes que alcanzan. Las mayores diferencias se observan alrededor de los máximos de VGP (Fig. 4.7b), sin modificar la estacionalidad de éstos. En la caja 3, sin embargo, las diferencias son mayores durante otoño-invierno, cambiando el máximo global del ciclo de Mayo a la segunda quincena de Diciembre (Tabla 4.2), pero manteniendo

el máximo relativo entre Abril y Agosto.

De igual manera, los ciclos de swBS01 y BS01 muestran comportamientos muy similares en todas las cajas. Las magnitudes también muestran mayores diferencias en torno a los máximos en la mayoría de las cajas, a excepción de la caja 1, donde las mayores diferencias se observan durante el mes de Febrero, aunque no afecta la estacionalidad del máximo que se mantiene en el mes de Junio. En la caja 5, en cambio, la diferencia alrededor del máximo de Agosto resulta en un nuevo máximo global en Abril (Tabla 4.2).

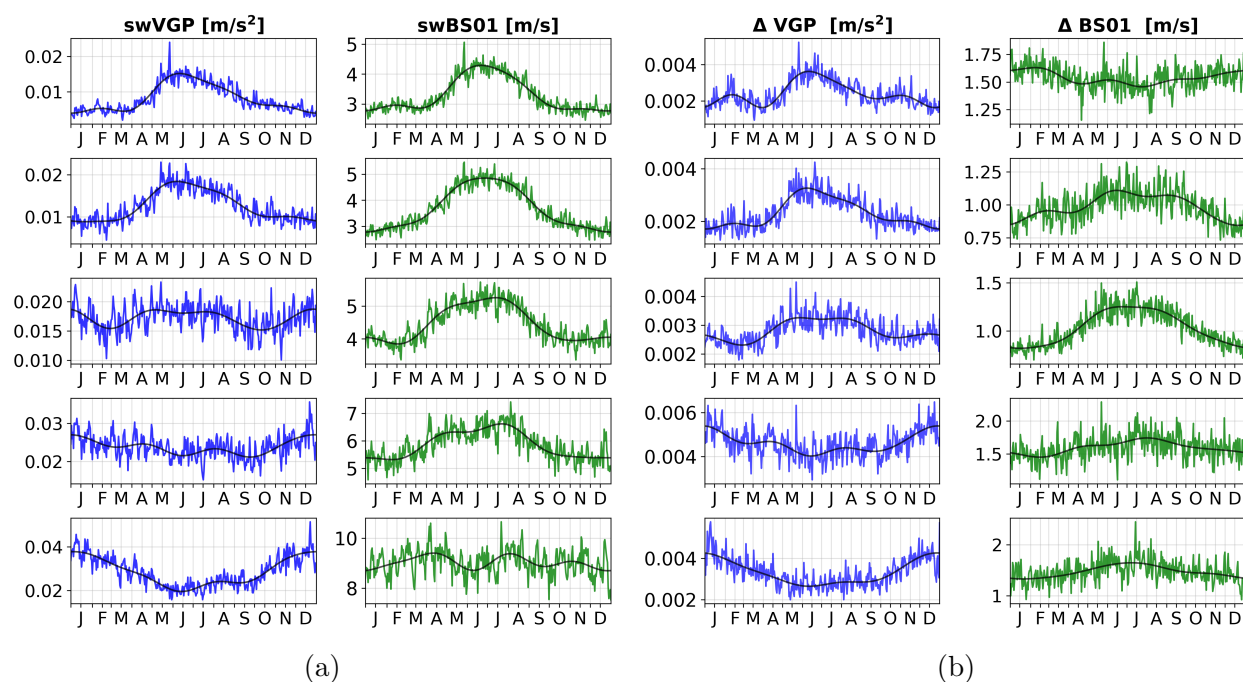


Figura 4.7: (a) Ciclos anuales promedio de VGP y BS01 *streamwise* VGP (swVGP y swBS01, respectivamente) para (de arriba a abajo): cajas 1, 2, 3, 4 y 5. Las líneas negras representan el ciclo anual calculado con los 4 primeros armónicos y las curvas de color representan los valores medios diarios. (b) Diferencias entre VGP y swVGP (izquierda) y entre BS01 y swBS01 (derecha) para cada caja.

Var	Caja 1		Caja 2		Caja 3		Caja 4		Caja 5	
	DoY	QN	DoY	QN	DoY	QN	DoY	QN	DoY	QN
swVGP	163	1°Jun	159	1°Jun	365	2°Dec	365	2°Dec	4	1°Jan
ΔVGP	163	1°Jun	160	1°Jun	149	2°May	364	2°Dec	363	2°Dec
swBS01	173	2°Jun	179	2°Jun	195	1°Jul	204	2°Jul	103	1°Apr
ΔBS01	40	1°Feb	167	1°Jun	176	2°Jun	215	1°Aug	190	1°Jul

Tabla 4.2: Día del año (DoY) y quincena (QN) del máximo del ciclo anual de swVGP, swBS01, ΔVGP, y ΔBS01.

4.1.3. Análisis de variabilidad temporal

Para entender mejor la variabilidad intranual de VGP asociada a $MUCAPE^{1/2}$ y a BS01, se realizó un análisis de derivada fraccional de VGP en el área de cada caja.

La razón de cambio de VGP está dada por:

$$\frac{\partial VGP}{\partial t} = \frac{\partial \sqrt{CAPE}}{\partial t} \cdot S + \sqrt{CAPE} \cdot \frac{\partial S}{\partial t}, \quad (4.1)$$

donde S corresponde al cizalle vertical de viento. Como necesitamos que todos los términos tengan las mismas unidades para compararlos entre sí, multiplicamos la ec. 4.1 por VGP^{-1} :

$$\begin{aligned} \frac{1}{VGP} \cdot \frac{\partial VGP}{\partial t} &= \frac{1}{\sqrt{CAPE} \cdot S} \cdot \frac{\partial \sqrt{CAPE}}{\partial t} \cdot S + \frac{1}{\sqrt{CAPE} \cdot S} \cdot \sqrt{CAPE} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} \\ \Leftrightarrow \frac{1}{VGP} \cdot \frac{\partial VGP}{\partial t} &= \frac{1}{\sqrt{CAPE}} \cdot \frac{\partial \sqrt{CAPE}}{\partial t} + \frac{1}{S} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} \end{aligned}$$

Así, obtenemos que la razón de cambio fraccional de VGP está dada por la razón de cambio fraccional de \sqrt{CAPE} más la razón de cambio fraccional del cizalle vertical S .

Como nos interesa analizar lo que ocurre alrededor del máximo de VGP, las derivadas se calcularon entre el mes de máximo VGP y los valores 3 meses antes como valor de referencia. En las Figuras 4.8-4.12 se muestran las tasas de cambio espaciales de VGP, $MUCAPE^{1/2}$ y S01 para los máximos de VGP en cada caja. En el caso de la caja 3, se analizaron los dos máximos observados en el ciclo anual, en Enero y Mayo. Es importante recordar que S01 y BS01 son variables equivalentes, con S01 igual a BS01 multiplicado por el inverso de la distancia entre los niveles de altura (1 km), por lo que el análisis de ambas variables es análogo.

En la caja 1, se observa que el máximo de VGP en Junio es explicado por fuerte aumento en la zona costera, con un máximo centrado en $\sim 37.5^{\circ}\text{S}; 73.1^{\circ}\text{W}$, y a un aumento más leve centrado en $\sim 72^{\circ}\text{W}$, ambas áreas coincidentes con la distribución espacial de tornados en la caja (Fig. 1.3 y 3.6). El aumento de VGP en la costa se asocia principalmente al aumento de $MUCAPE^{1/2}$, de mayor intensidad en la parte NW de la caja ($\sim 36^{\circ}\text{S}; 73^{\circ}\text{W}$), y en menor medida a un leve aumento del cizalle vertical del viento que se extiende desde la zona central de la caja ($\sim 37^{\circ}\text{S}; 73^{\circ}\text{W}$) hacia la parte inferior ($\sim 40^{\circ}\text{S}; 72.8^{\circ}\text{W}$). Por otro lado, el aumento de VGP observado hacia la cordillera se asocia casi completamente al aumento de cizalle, con aumentos del mismo orden (~ 0.4 de VGP y ~ 0.3 de S01).

De manera bastante similar, el aumento de VGP en la caja 2 se observa fuertemente en la zona costera, con mayor intensidad en la zona superior de la caja y asociado a leves aumentos de $MUCAPE^{1/2}$ y S01, y de manera más suave hacia el continente en la parte inferior de la caja ($\sim 41.8^{\circ}\text{S}; 72.8^{\circ}\text{W}$), asociado a un aumento de S01.

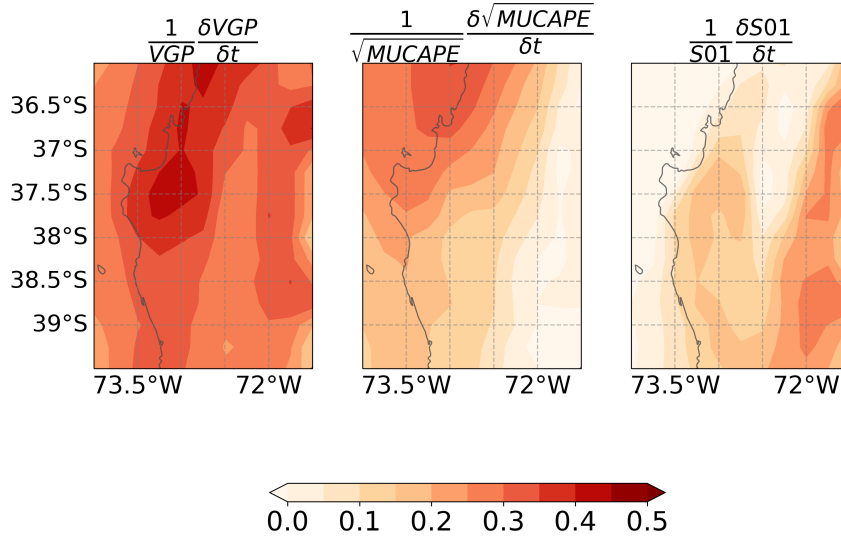


Figura 4.8: Razón de cambio fraccional de VGP, $MUCAPE^{1/2}$ y S01 para caja 1. La derivada se calculó con el mes del máximo de VGP en la caja y los valores de 3 meses antes.

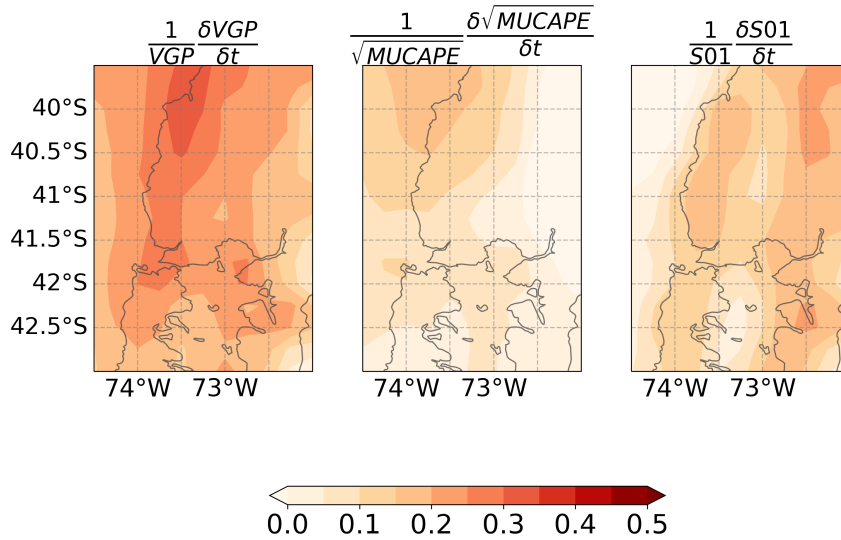
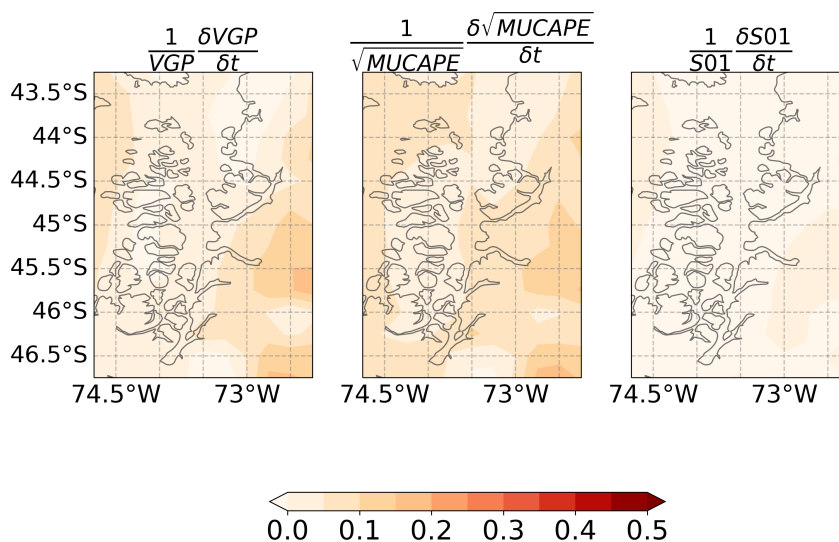


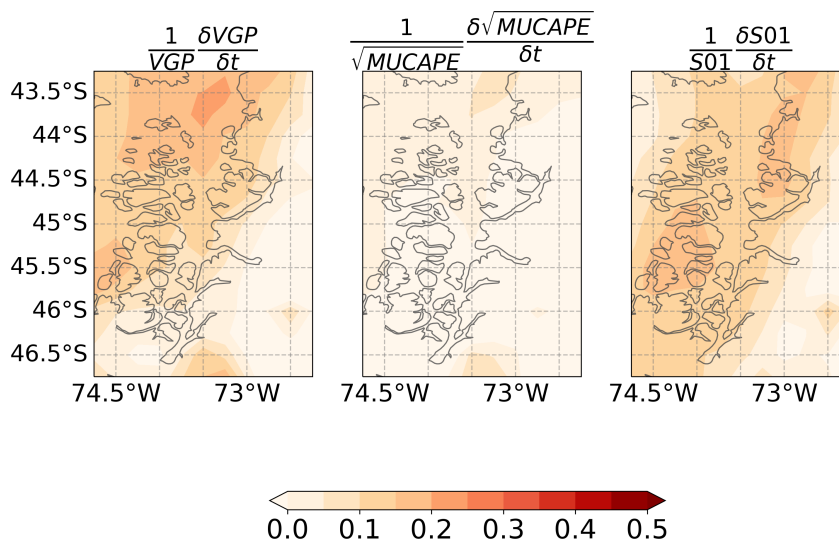
Figura 4.9: Como en 4.8, pero para caja 2.

En la caja 3 se observan comportamientos opuestos en torno a los dos máximos analizados, con un aumento de VGP en la zona costera e insular durante el otoño (Fig. 4.10b) asociado principalmente a un aumento de S01, versus un aumento de VGP en la zona continental de la caja durante el verano (Fig. 4.10a), asociado al aumento de $MUCAPE^{1/2}$ en el área.

El comportamiento observado en las cajas 4 y 5 asociado a los máximos respectivos de VGP (Diciembre y Enero) es bastante similar al observado en el máximo de verano de la caja 3, con un aumento de VGP en la zona costera de la caja, más intenso en la caja 5, y relacionado casi completamente al aumento de $MUCAPE^{1/2}$ en esa misma área. S01, por otro lado, no muestra cambios significativos durante el periodo estudiado en estas cajas.



(a) Máximo de VGP en Enero.



(b) Máximo de VGP en Mayo.

Figura 4.10: Como en 4.8, pero para caja 3.

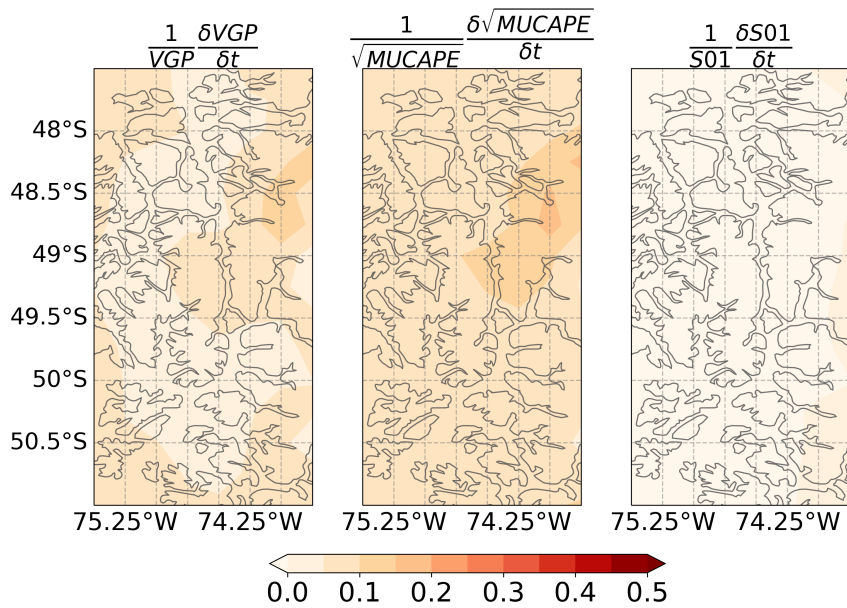


Figura 4.11: Como en 4.8, pero para caja 4.

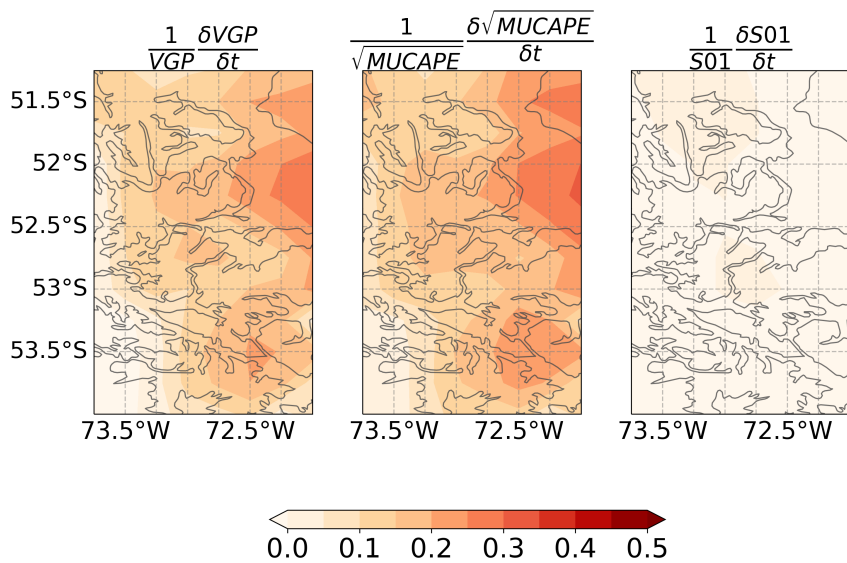


Figura 4.12: Como en 4.8, pero para caja 5.

4.2. Ciclo anual de actividad eléctrica

La distribución mensual de la cantidad de rayos detectados en cada caja se muestran en la Fig. 4.13, al igual que junto a $MUCAPE^{1/2}$ en las Figuras 4.1-4.5.

La caja 1 presenta una distribución con máximo de rayos detectados durante los meses de verano, entre Diciembre y Enero, superando las 4000 detecciones en estos meses. De igual manera, en la caja 2 presenta máximos en verano, en Diciembre y Febrero, pero también presenta altas cantidades durante otoño-invierno, en particular en los meses de Abril y Agosto. En la caja 3, el máximo de rayos detectados se observa durante el otoño, con un peak en Mayo (> 2000 detecciones) y manteniendo altos valores hasta Agosto (> 1000 detecciones). La caja 4 también presenta un máximo de detecciones durante otoño, con altos valores desde Marzo y Mayo, y mínimos durante la primavera. La caja 5 presenta un ciclo más parejo y similar a la caja 4, además de una gran baja en la cantidad de detecciones, con altos valores entre fines del verano y durante el otoño (> 100 detecciones), y mínimos en primavera.

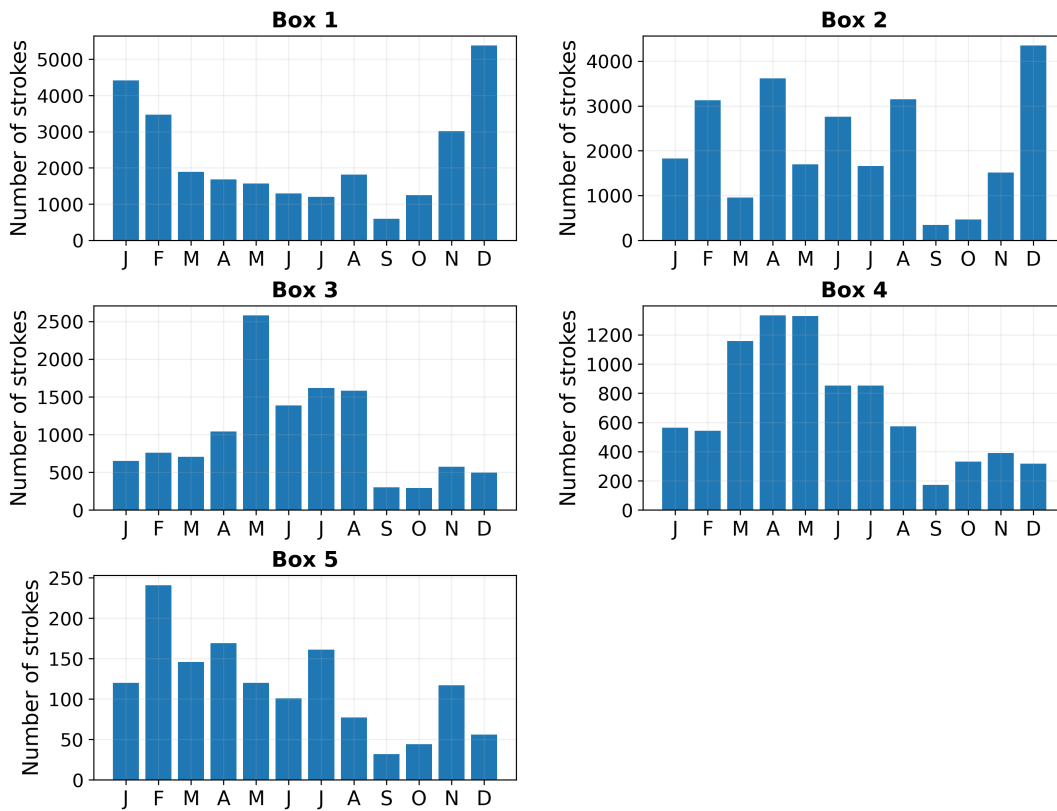


Figura 4.13: Distribución mensual de la cantidad de rayos detectados por los sensores de WWLLN en cada caja de estudio.

Estos ciclos difieren bastante de la estacionalidad de los eventos de tornados y trombas registrados, particularmente en la caja 1, como se puede observar claramente en las Figuras 4.1 y 4.2. El máximo de detecciones de rayos en verano no coincide con el máximo de eventos durante otoño en ambas cajas, y el máximo relativo de rayos durante otoño en la caja 2 tiene un desfase de 1 mes con el máximo de eventos. El ciclo anual también difiere de la

estacionalidad observada con los otros parámetros estudiados, a excepción de la caja 3 donde los máximos en otoño-invierno coinciden con las condiciones favorables dadas por los mínimos de SRH y MLLCL y el máximo de VGP en la temporada fría.

Profundizando en estos resultados, se realizaron histogramas para la zona costera y la zona continental de cada caja (Fig. 4.15), dado el impacto que puede tener la topografía en el desarrollo de rayos. Como las cajas 3, 4 y 5 se posicionan en zonas costeras e insulares, el análisis se realizó solo para las cajas 1 y 2.

En la Fig. 4.15 se puede apreciar una diferencia en las estacionalidades de ambas zonas, particularmente en la caja 1, donde se mantienen los máximos durante el verano hacia el interior del continente mientras que en la costa se observa un máximo relativo entre los meses de Mayo y Agosto, manteniéndose el máximo global en Diciembre. También es importante notar que la estacionalidad observada en toda la caja se asemeja bastante a lo observado solo en el continente.

En la caja 2, también se observa una acentuación de los máximos entre los meses de Mayo y Agosto hacia la costa, que ya se apreciaba en el ciclo promedio de toda la caja, mientras que hacia el continente se concentran hacia el verano-otoño, con fuertes máximos en Abril y Diciembre.

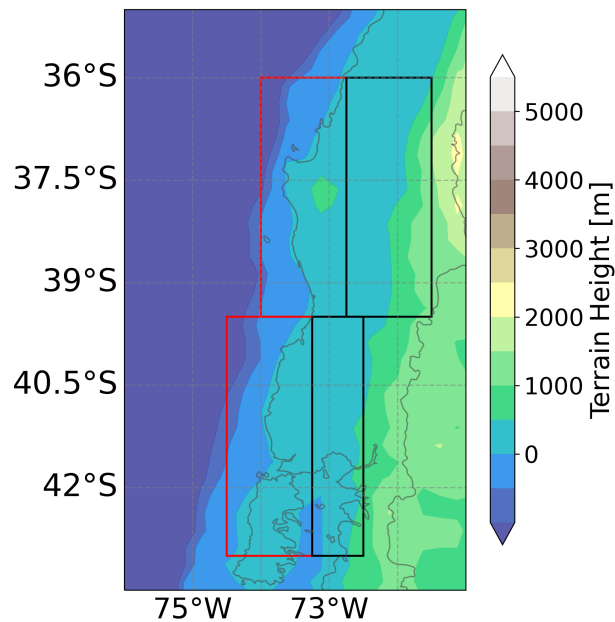


Figura 4.14: Zona costera (cuadrado rojo) y zona continental (cuadrado negro) de las cajas 1 y 2. En sombreado se muestra la altura del terreno.

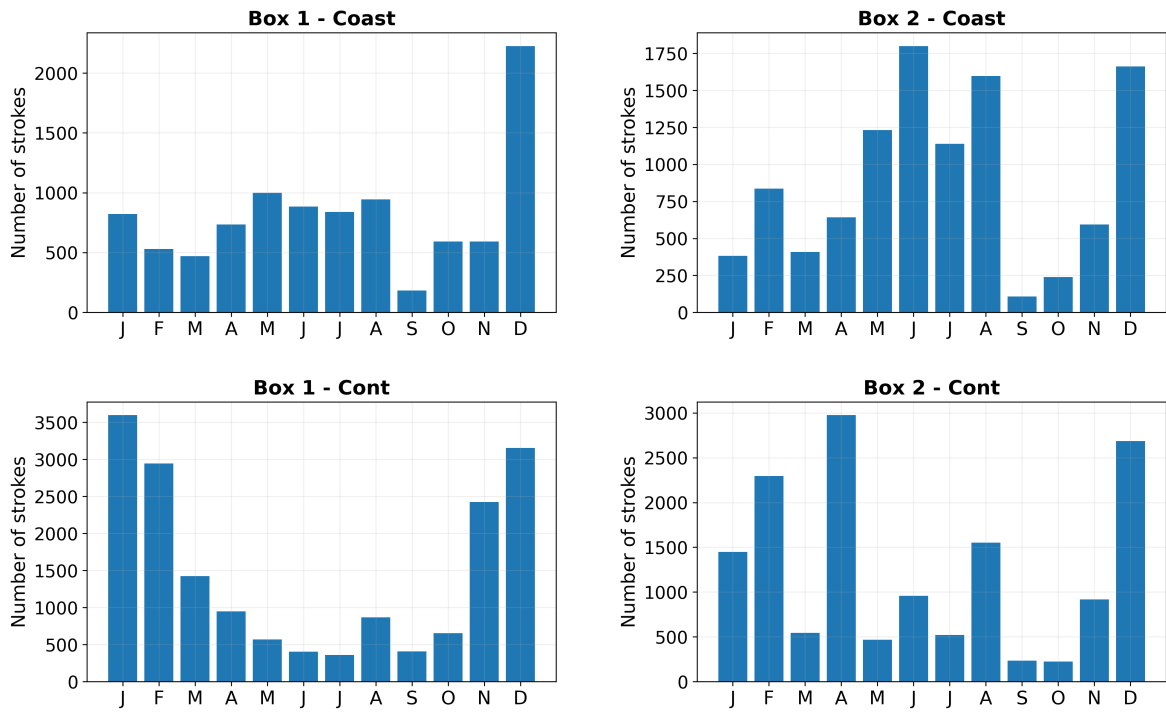


Figura 4.15: Distribución mensual de la cantidad de rayos detectados en las cajas 1 (der.) y 2 (izq.), en la zona costera (arriba) y en la zona continental (abajo).

4.3. Análisis de estacionalidad observada

Para entender y profundizar en los procesos físicos que desencadenan la estacionalidad ya descrita de los ambientes favorables para tornados, se analizan diversos parámetros que influyen en los ciclos anuales de cizalle vertical de viento, MUCAPE, y MLLCL.

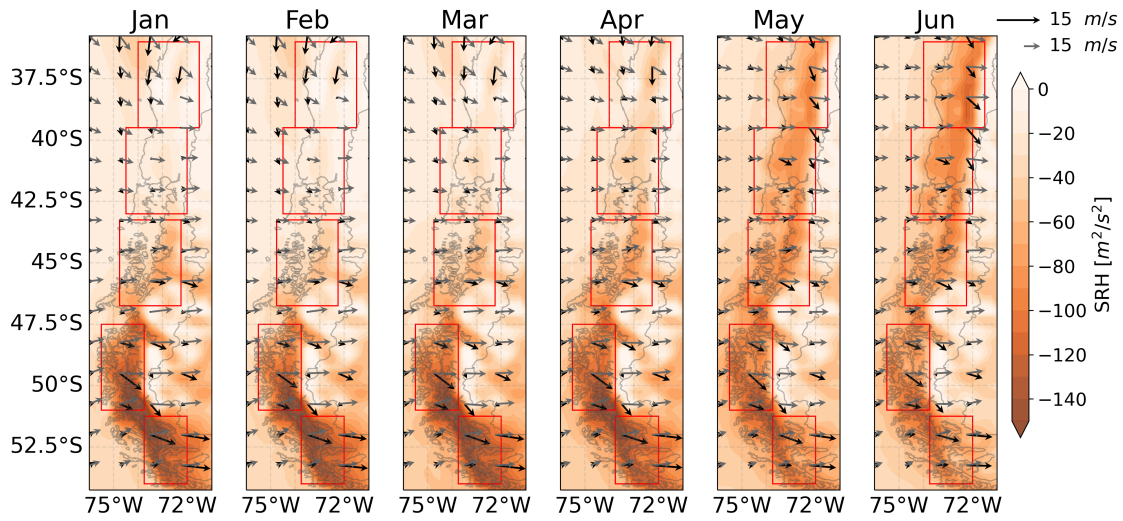
4.3.1. Estacionalidad del cizalle vertical de viento

Para el análisis del cizalle de viento, se realizaron mapas mensuales de los vectores BS01 y BS06 en toda la zona de estudio (Fig. 4.16) y cortes latitud-presión de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento en meses representativos de cada caja (Figs. 4.17-4.21).

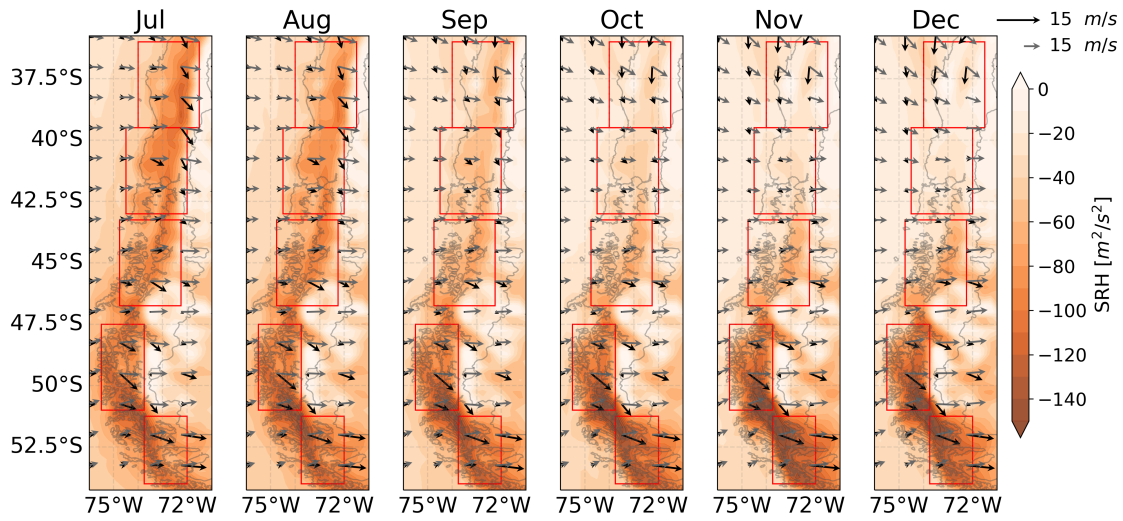
Partiendo por la caja 1, desde Noviembre a Marzo se aprecia un fuerte jet superficial del sur en la costa (~ 8 m/s en Febrero) con una leve componente este que se extiende hasta aproximadamente los 950 hPa (< 1 km de altura; Fig. 4.17), acompañado de un segundo núcleo superficial con dirección sur de menor intensidad hacia el interior del continente (~ 5 m/s en Febrero, a $\sim 72.5^\circ\text{W}$). Estos máximos de viento meridional en superficie que, alrededor de 1 km de altura toman una dirección sur de menor intensidad que en superficie, resultan en los vectores de cizalle entre 0 y 1 km BS01 con dirección norte que se observan en la Fig. 4.16. Por otro lado, en niveles superiores se observa una intensificación del viento zonal (10-11 m/s en Febrero) que genera vectores de cizalle BS06 con dirección noroeste durante el verano.

Entre Abril y Agosto el jet costero se debilita y es reemplazado por un débil viento del oeste, mientras que hacia la pendiente de los Andes se produce una intensificación del viento meridional asociado a un bloqueo del flujo del oeste por la cordillera, como se muestra en la Fig. 4.17. Esta intensificación se maximiza durante Junio, donde se observa un fuerte jet del norte en la pendiente de los Andes junto a un intensificado viento del oeste que fortalecen la dirección noroeste de BS01 a $\sim 71.8^\circ\text{W}$, en contraste con los débiles vientos del norte en superficie. Este fortalecimiento de la componente zonal se observa a lo largo de toda columna, llegando a valores de 17-18 m/s a ~ 500 hPa en Junio y generando la intensificación de la dirección oeste de los vientos en altura y de BS06 en toda la caja (Fig. 4.16).

En la caja 2 se observan patrones bastante similares hacia el interior del continente, con el fortalecimiento del viento noroeste en niveles bajos durante los meses de otoño e invierno, asociado a la intensificación del jet del norte a lo largo de la pendiente de los Andes en niveles bajos y a los vientos del oeste en toda la columna. Esto último es lo que también genera los fuertes vientos zonales en altura que resultan en intensos vectores BS06 del oeste entre Mayo y Agosto, en contraste con lo que ocurre durante primavera (Fig 4.18, mes de Octubre).



(a) Enero-Junio



(b) Julio-Diciembre

Figura 4.16: Gráficos mensuales de los vectores de *bulk shear* entre 0-1 km (flechas negras) y 0-6 km (flechas grises), y valores promedio de SRH (contornos sombreados). Los rectángulos rojos representan las cajas de estudio.

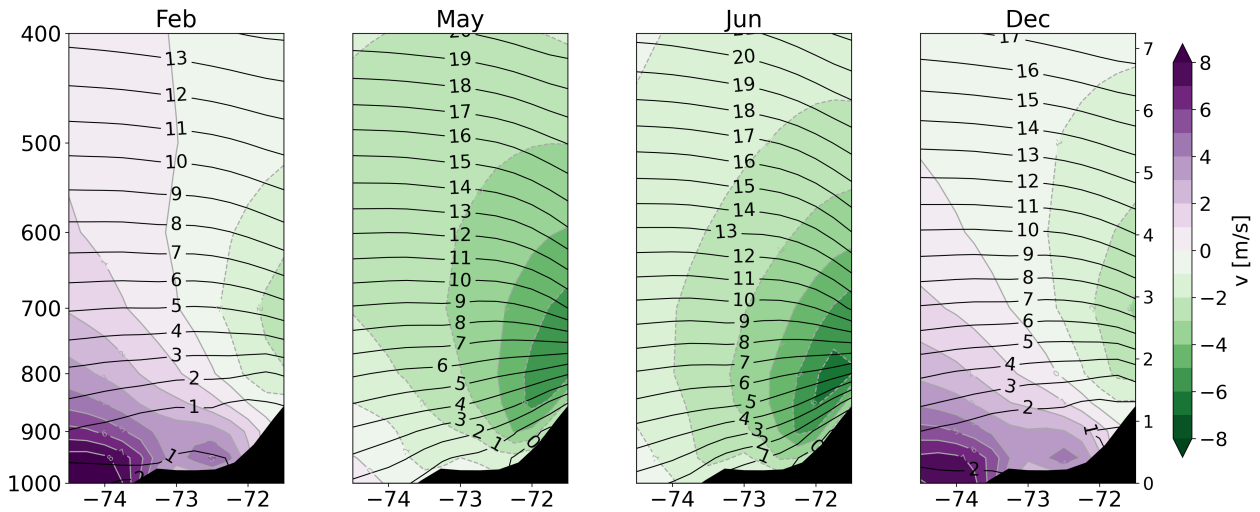


Figura 4.17: Diagrama presión-longitudud promedio de la componente zonal (contornos negros) y meridional (contornos sombreados y grises) del viento para caja 1.

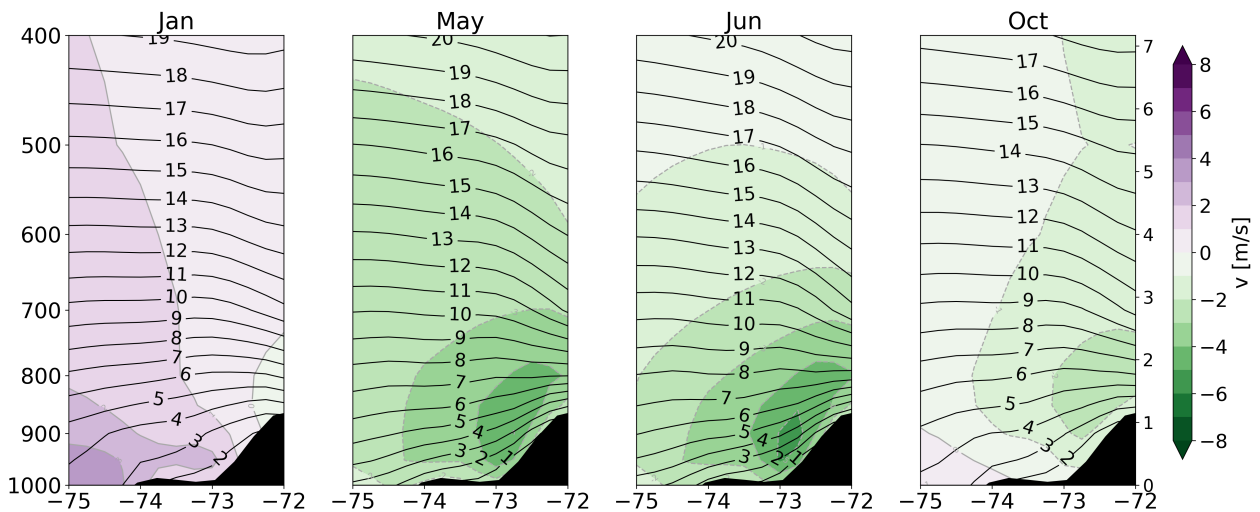


Figura 4.18: Como en 4.17, pero para caja 2.

En niveles bajos, la caja 3 también presenta una intensificación del viento norte hacia la pendiente de los Andes durante los meses de otoño-invierno ($\sim 4-5$ m/s durante Mayo-Julio), de menor magnitud que en las cajas anteriores, acompañado de altas magnitudes de viento oeste que aumentan con la altura y que se mantienen a lo largo de todo el año ($\sim 6-7$ m/s a 950 hPa; Fig. 4.19). Así, se obtienen los vectores BS01 con dirección NW-W de mayor intensidad durante el otoño-invierno, y con dirección oeste y de menor intensidad durante el verano (Fig. 4.16). En los niveles superiores, el viento zonal sigue siendo predominante por sobre el viento meridional y alcanza valores máximos entre Diciembre-Febrero y entre Abril-Agosto (Figs. 4.19), generando vectores BS06 con dirección oeste de mayor intensidad durante el verano y entre otoño e invierno (Fig. 4.16).

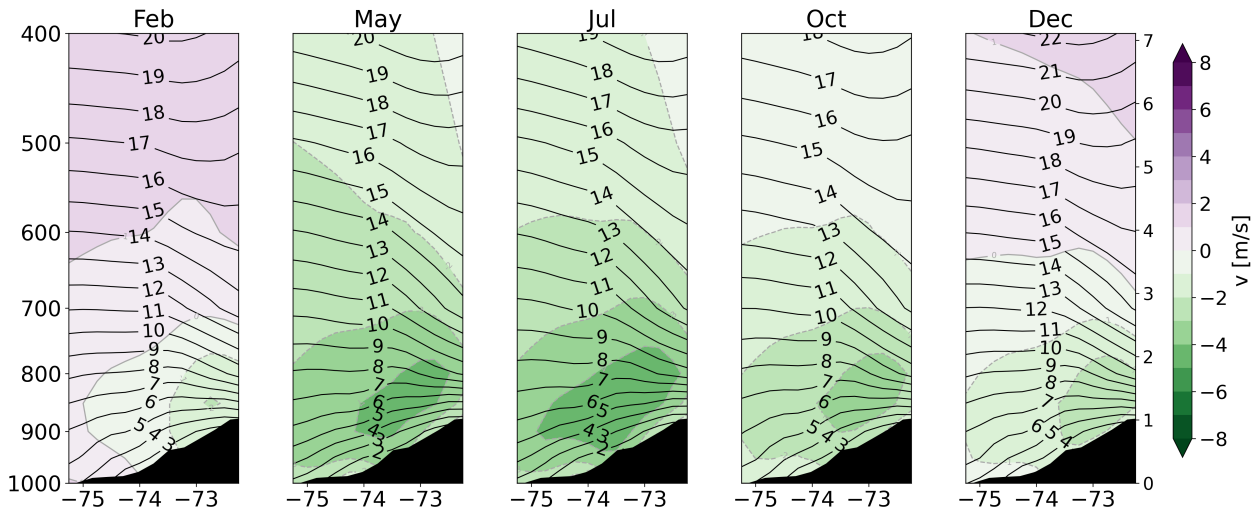


Figura 4.19: Como en 4.17, pero para caja 3.

En las cajas 4 y 5 se aprecia una estacionalidad contraria a la observada en las cajas 1 y 2, con una intensificación del viento noroeste en niveles bajos ($\sim 850\text{-}950$ hPa) y del viento oeste en niveles superiores durante los meses de primavera-verano (Octubre-Marzo), y con mayores magnitudes a las observadas en las cajas anteriores ($\sim 21\text{-}22$ m/s a 500 hPa en Enero y Febrero; Figs. 4.20 y 4.21). En particular, el fortalecimiento de los vientos NW en los niveles bajos se produce hacia la cordillera en la caja 4, mientras que en la caja 5 el fortalecimiento del viento WNW se observa hacia la costa. Sin embargo, dado que la intensificación de los vientos en niveles bajos se extiende hasta la superficie, como se puede apreciar en las Figs. 4.20 y 4.21, los vectores BS01 tienen una menor magnitud durante los meses de Octubre a Marzo, y sus máximos se obtienen durante el otoño-invierno cuando los máximos de viento NW se concentran en los ~ 900 hPa. Esto no se replica en los vectores BS06 ya que el incremento del viento zonal en altura predomina por sobre lo que ocurre cerca de la superficie, obteniendo los máximos de BS06 durante los meses de verano (Noviembre a Marzo).

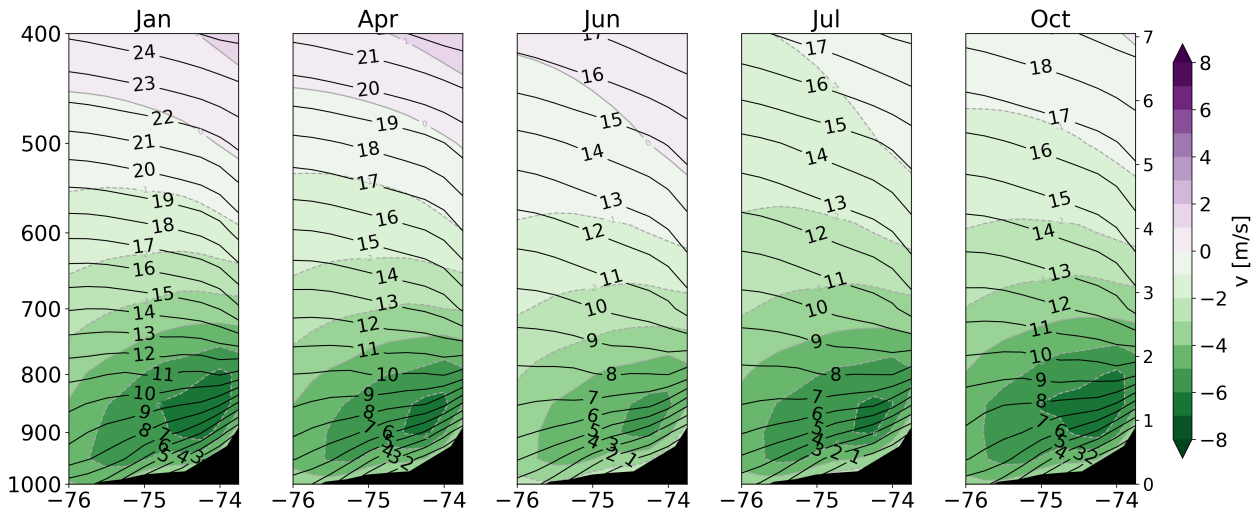


Figura 4.20: Como en 4.17, pero para caja 4.

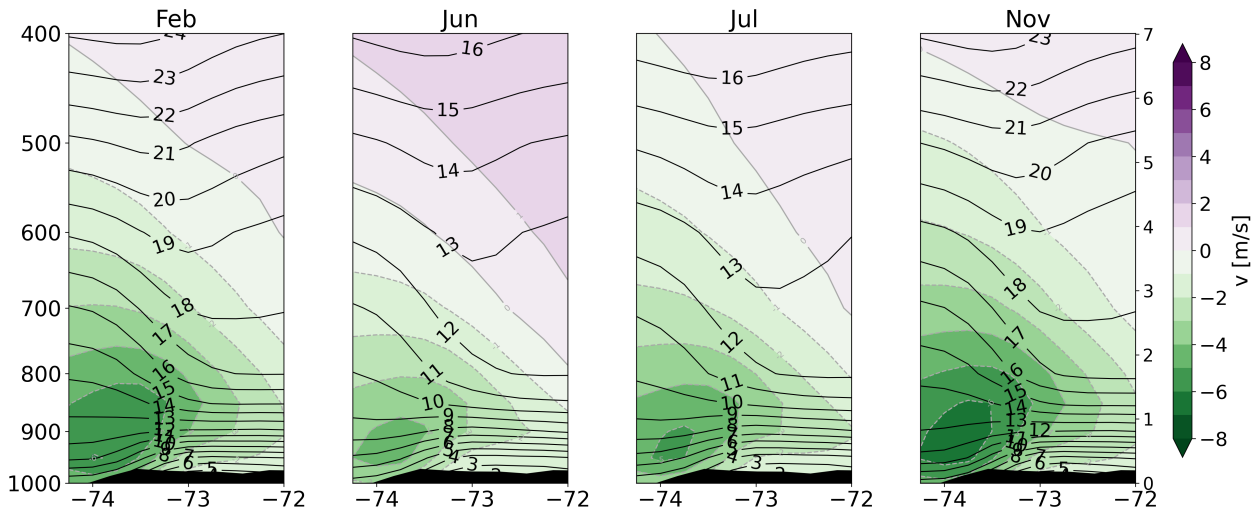


Figura 4.21: Como en 4.17, pero para caja 5.

El comportamiento del viento en la vertical también se puede analizar mediante las hodógrafas, graficadas en la Fig. 4.22, que muestran el cambio de la velocidad y dirección del viento con la altura. En éstas se observa claramente el giro en contra de las agujas del reloj que experimenta el viento con la altura durante todo el año en el área estudiada, aunque presentan hodógrafas más rectas o más curvas en distintos instantes del año. En las cajas 1, 2 y 3, las hodógrafas con mayor curvatura se observan en los meses de otoño-invierno (Mayo-Junio en las cajas 1 y 2, y Mayo-Julio en la caja 3), representando un giro más pronunciado del viento con la altura durante estos meses. En las cajas 4 y 5, las hodógrafas presentan una curvatura semejante durante todo el año, levemente mayor en los meses de primavera-verano (Octubre-Enero en la caja 4 y Noviembre-Febrero en la caja 5).

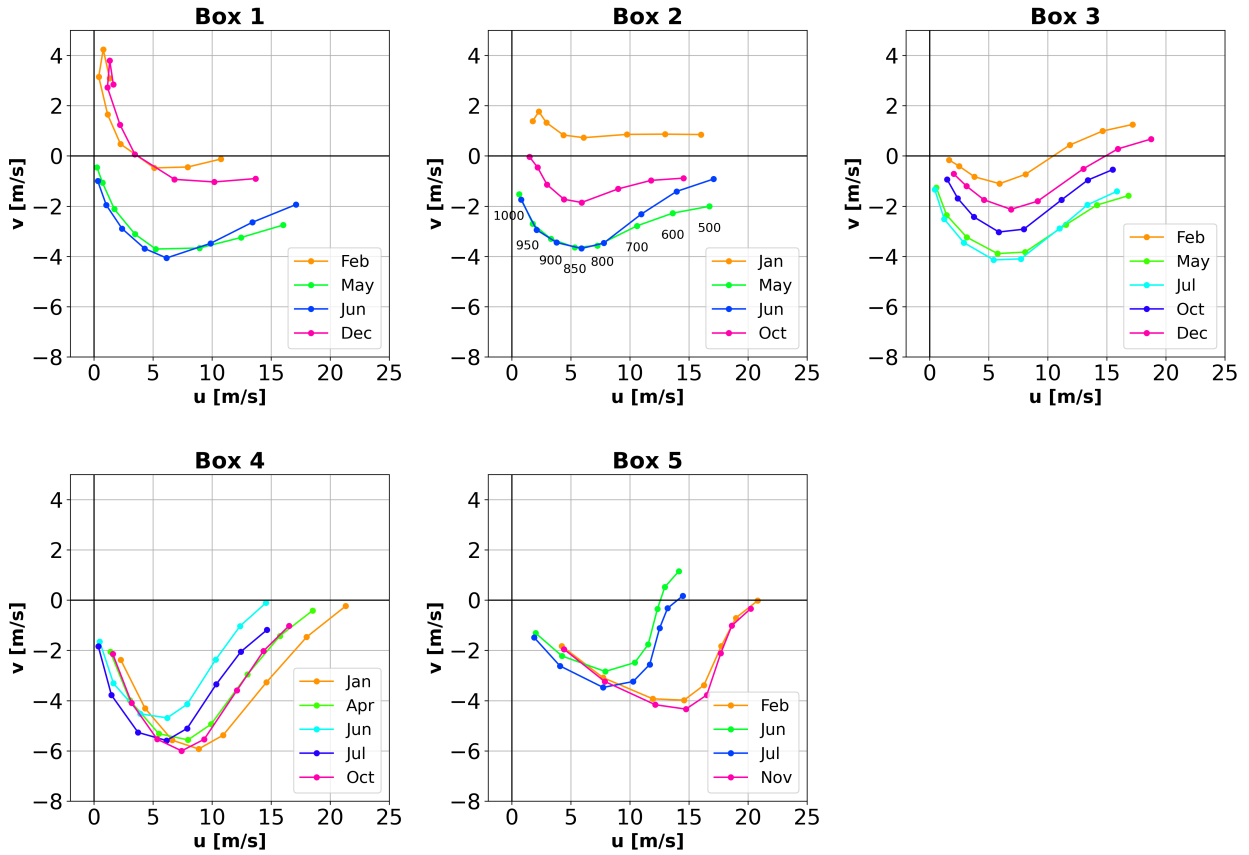


Figura 4.22: Hodógrafas promedio en los meses de interés para cada caja. Cada punto corresponde al nivel de presión, denotados en el gráfico de la caja 2.

4.3.2. Estacionalidad de MUCAPE

Para el análisis de MUCAPE, se realizaron diferencias quincenales entre el máximo de MUCAPE y una quincena de referencia, seleccionada como tres quincenas antes del máximo. Se graficaron los promedios latitudinales de $MUCAPE^{1/2}$ y de la diferencia $\delta MUCAPE^{1/2}$, así como cortes latitud-presión de las diferencias de temperatura virtual (T_v), y perfiles promedio de temperatura potencial equivalente (θ_e) y temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}) para la quincena de máximo MUCAPE y la quincena de referencia (Figs. 4.23-4.29). La razón de este análisis diferencial es poder identificar los cambios asociados a los aumentos en MUCAPE.

Los perfiles de temperatura potencial equivalente y temperatura potencial equivalente saturada se usaron dado que ayudan a analizar lo que ocurre con la estabilidad en distintas capas de la atmósfera. Cuando la temperatura potencial equivalente disminuye con la altura ($\delta\theta_e/\delta z$ o $-\delta\theta_e/\delta p < 0$) se tiene una capa potencialmente o convectivamente inestable, esto es, una capa que si se eleva sobre su nivel de saturación se vuelve inestable (Yau and Rogers, 1996; Markowski and Richardson, 2011). Esta variable es usada para estudiar ambientes de convección profunda, asociados a fuertes descensos de θ_e con la altura (Markowski and Richardson, 2011). Por otro lado, la temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}), cuando

disminuye con la altura, indica un perfil condicionalmente inestable: es estable con respecto a movimientos verticales no saturados e inestable con respecto a movimientos verticales saturados. De esta manera, el perfil de (θ_{es}) da cuenta de la “energía disponible” presente en la atmósfera (Markowski and Richardson, 2011). Dado que en este trabajo se analiza la estacionalidad, y como la atmósfera tiende a ser estable climatológicamente, la inestabilización o disminución de la estabilidad se puede analizar como una disminución de la pendiente del perfil.

Para las cajas 1 y 2 se analizaron las diferencias quincenales asociada al máximo de la primera quincena de Febrero (1°Feb - 2°Dic) y de la segunda quincena de Mayo (2°May - 1°Apr), mostradas en las Figs. 4.23-4.24 y 4.25-4.26, respectivamente.

En los máximos de verano de ambas cajas (Figs. 4.23 y 4.25) se observa un aumento de MUCAPE hacia el este de la zona, alcanzando su máximo valor en la pendiente de la cordillera. Este máximo se relaciona con un calentamiento en la tropósfera baja de mayor intensidad que en la tropósfera media, con un aumento de 1.7-1.8° a ~ 900 hPa en comparación con un calentamiento de 0.9-1.2° a ~ 500 hPa en la caja 1, y un aumento de 1.9-2.0° a ~ 850 hPa en comparación con un aumento de 1.4-1.6° a ~ 500 hPa en la caja 2. También se observa que el máximo de MUCAPE no se asocia con el máximo calentamiento en la tropósfera baja en la caja 1, que ocurre a $\sim 73.5^\circ\text{W}$, sino que se observa a $\sim 72^\circ\text{W}$, donde el calentamiento ocurre más cerca de la superficie; en la caja 2, el máximo se observa en la zona de máximo calentamiento y de calentamiento más cerca de la superficie, a $\sim 72.3^\circ\text{W}$.

En cuanto a los perfiles de temperatura potencial, el perfil de θ_e en la quincena de máximo $MUCAPE^{1/2}$ muestra una capa estable entre la superficie y los ~ 900 hPa, seguida de una capa potencialmente inestable que se mantiene hasta los ~ 800 hPa y una capa estable hasta los 500 hPa, levemente menos estable que el perfil de la quincena de referencia. Por otra parte, el perfil de θ_{es} muestra una estabilización con respecto a la quincena de referencia entre la superficie y los ~ 850 hPa y una disminución de la estabilidad sobre este nivel, volviéndose condicionalmente inestable sobre los 700 hPa. El comportamiento de los perfiles es similar en la caja 2, con una leve disminución de θ_e con la altura entre los 950 y 850 hPa y con un perfil de θ_{es} que presenta condiciones neutras sobre los 700 hPa.

En otoño, el máximo relativo de $MUCAPE^{1/2}$ en la caja 1 (Fig 4.24) se asocia con un aumento de éste hacia la costa, donde se alcanza el máximo longitudinal de en la caja, y un segundo máximo en la pendiente de los Andes. Los campos de diferencias de T_v muestran un enfriamiento en todo el corte, de mayor intensidad en niveles medios, donde alcanza un mínimo de -3.8° a -3.9° entre los 600 y 700 hPa, en comparación a los -1.6° a -2.6° en superficie. Hacia la cordillera también se observa un gradiente de diferencias de T_v en la columna de menor intensidad, alcanzando valores entre -3.6° a -4° en superficie y entre -4° a -4.1° a ~ 700 hPa. Por sobre los ~ 600 hPa y en el extremo oeste de la caja ($\sim 71.5^\circ\text{W}$) se observa una disminución del enfriamiento con la altura.

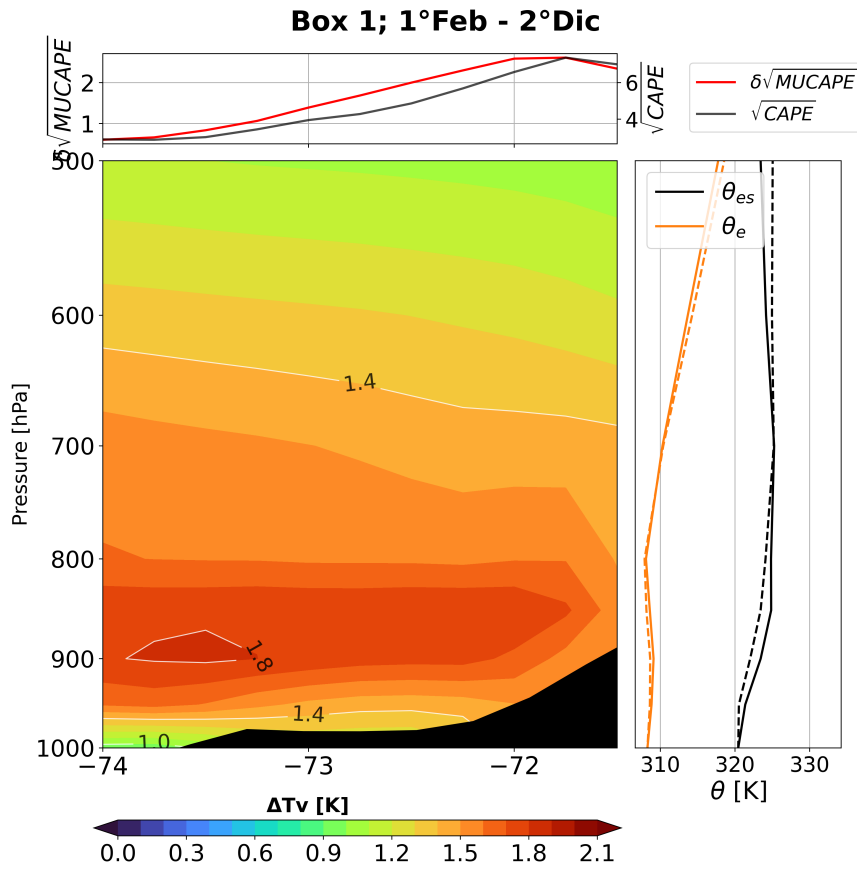


Figura 4.23: Máximo de $MUCAPE^{1/2}$ en la 1 quincena de Febrero en caja 1, con la 2 quincena de Diciembre como referencia. (Arriba) Promedio latitudinal de $MUCAPE^{1/2}$ de la quincena de máxima magnitud (línea negra) y de la variación de $MUCAPE^{1/2}$ entre la quincena de máxima intensidad y la quincena de referencia (línea roja) en caja 1. (Abajo izq.) Promedio latitudinal de las diferencias de temperatura virtual en función de la altura. (Abajo der.) Perfiles verticales promedios de θ_e (líneas negras) y θ_{es} (líneas naranjas) para la quincena de máximo de $MUCAPE^{1/2}$ (línea continua) y para la quincena de referencia (línea segmentada).

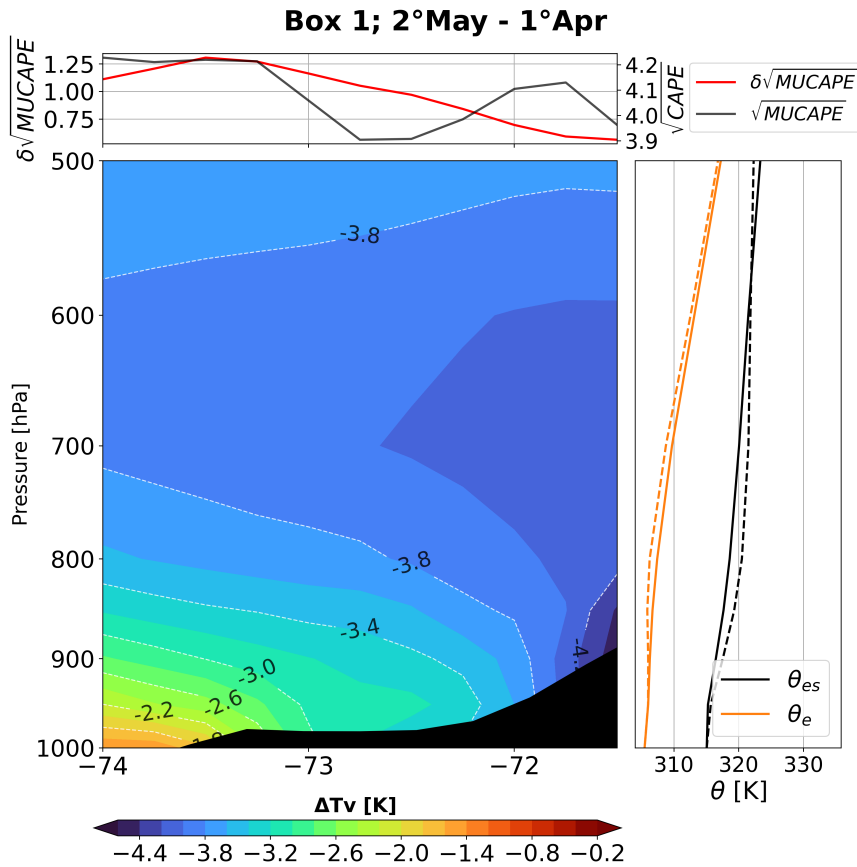


Figura 4.24: Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Mayo en caja 1, y se utiliza la 1° de Abril como quincena de referencia.

En la caja 2 (Fig 4.26), el máximo longitudinal en otoño se observa en la pendiente de la cordillera, asociado a un enfriamiento de -2.6° a -3.4° en niveles bajos (~ 850 hPa) y de -3.8° a 500 hPa. Hacia la costa, el enfriamiento en superficie es menor (-1.7° a -2°) y está asociado al mayor aumento de $MUCAPE^{1/2}$ en el corte (74.5 - 73.5° W).

En cuanto al perfil de θ_e de ambas cajas, se aprecian perfiles estables similares entre ambas quincenas, con un perfil de la quincena de máximo $MUCAPE^{1/2}$ levemente más estable entre los ~ 900 - 800 hPa y levementa más inestable entre los ~ 800 - 500 hPa que la quincena de referencia. El perfil de θ_{es} en la caja 1, por otro lado, muestra una capa neutra y menos estable que el perfil de referencia superficie y los ~ 800 hPa y más estable por sobre este nivel, mientras que en la caja 2 el perfil es más inestable que el perfil de referencia en toda la columna, con un capa condicionalmente inestable entre la superficie y los ~ 900 hPa.

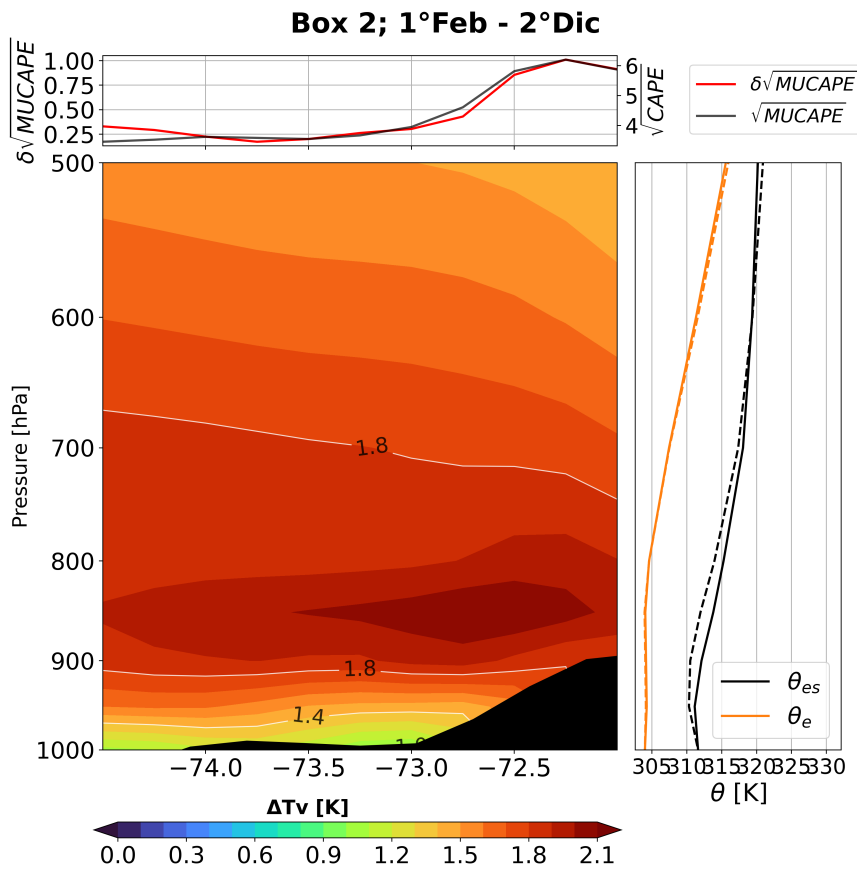


Figura 4.25: Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 1° quincena de Febrero en caja 2, y se utiliza la 2° de Diciembre como quincena de referencia.

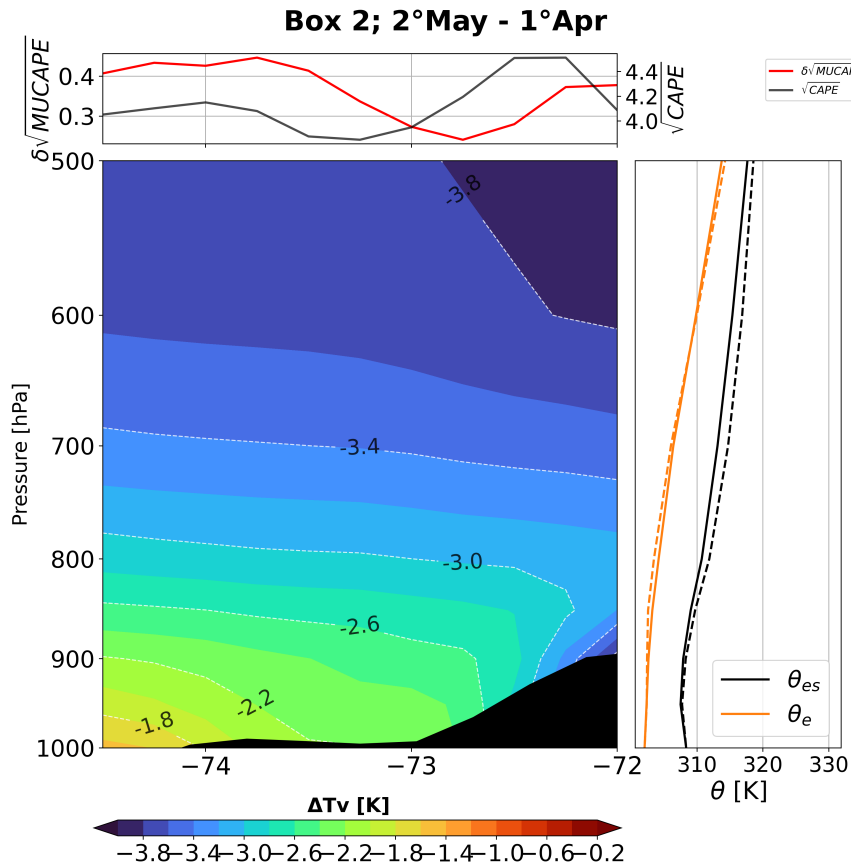


Figura 4.26: Como en 4.23, pero para el máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Mayo en caja 2, y se utiliza la 1° de Abril como quincena de referencia.

Para las cajas 3, 4 y 5 se analizaron las diferencias quincenales asociada al máximo de la segunda quincena de Diciembre (2°Dic - 1°Nov), mostradas en las Figs. 4.27, 4.28 y 4.29, respectivamente.

En estas tres cajas los máximos de $MUCAPE^{1/2}$ se observan continente adentro, alrededor de 73°W, 74.5°W y 73.1°W, respectivamente, levemente desplazados hacia el oeste del máximo aumento de $MUCAPE^{1/2}$ (72°W, 74°W y 72.5°W, respectivamente). Estos aumentos de $MUCAPE^{1/2}$ se asocian con calentamientos superficiales de mayor intensidad que en la troposfera media-baja, con aumentos de $\sim 2.8^\circ$, 2.4° y 2.2° en superficie en comparación con aumentos de $\sim 2.5^\circ$, 2° y 1.6° a ~ 800 hPa. Esta inestabilización en las capas superficiales se observa también en los perfiles de θ_e y θ_{es} con una disminución de estas variables con la altura entre la superficie y los ~ 850 hPa, de manera más clara en el perfil de θ_e .

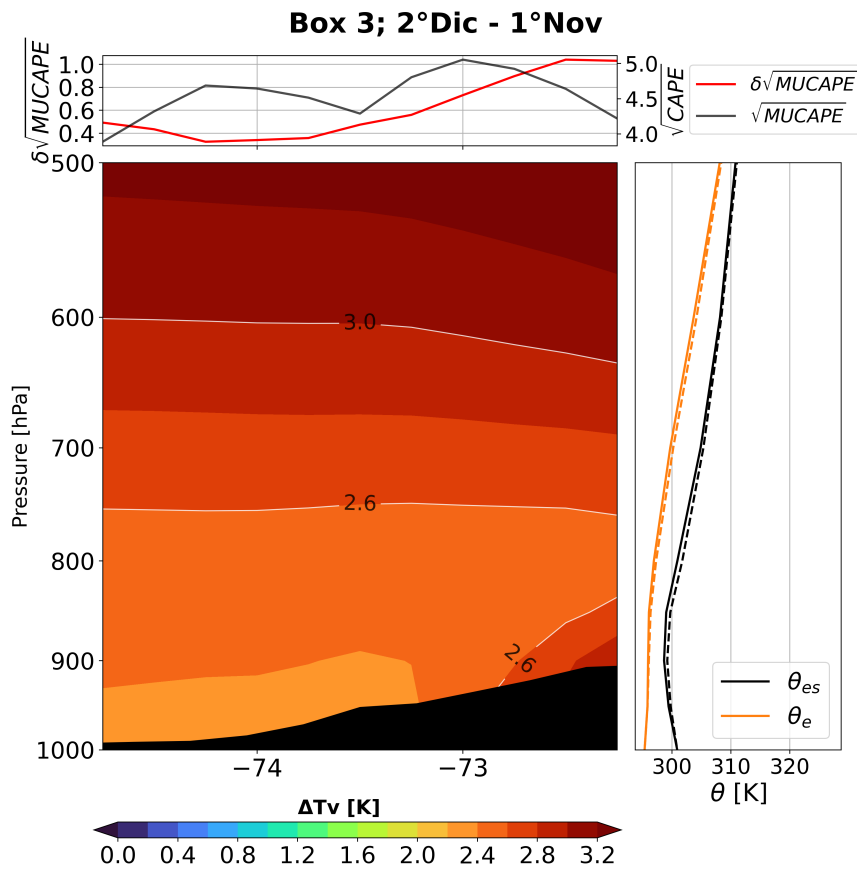


Figura 4.27: Como en 4.23, pero para caja 3. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia.

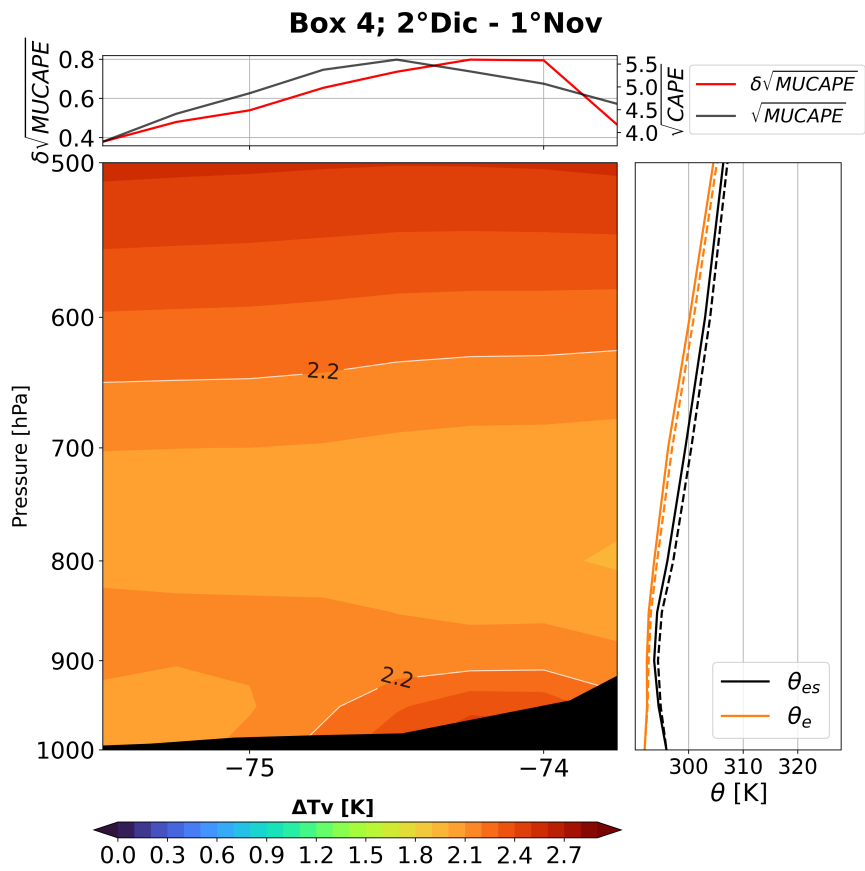


Figura 4.28: Como en 4.23, pero para caja 4. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia.

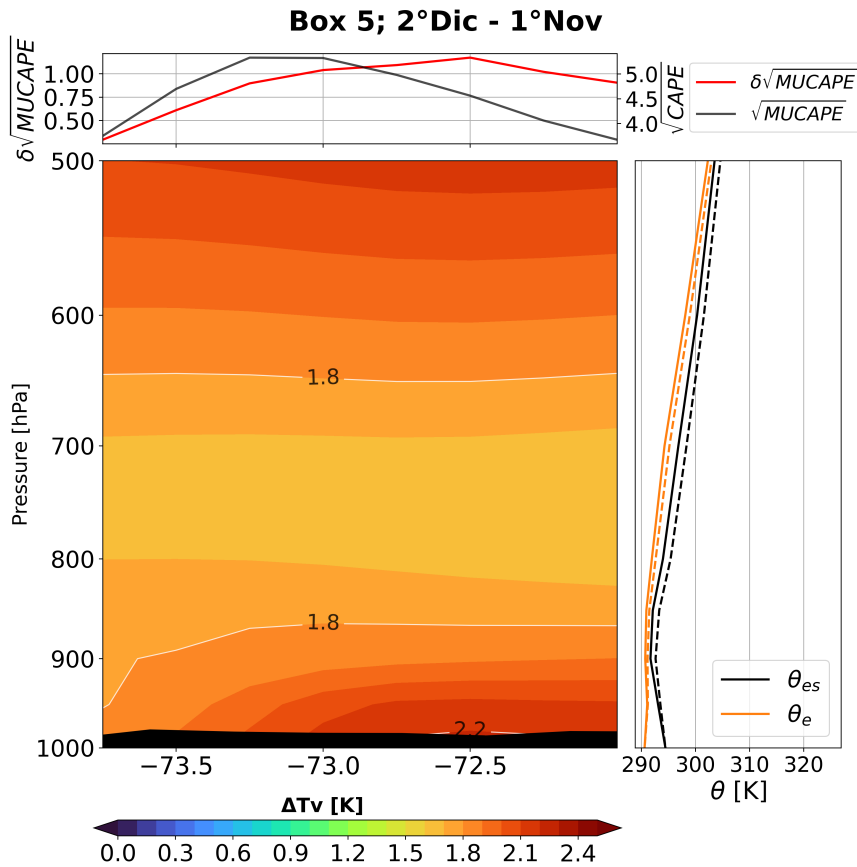


Figura 4.29: Como en 4.23, pero para caja 5. El máximo de $MUCAPE^{1/2}$ se produce la 2° quincena de Dic. y se utiliza la 1° de Nov. como quincena de referencia.

4.3.3. Estacionalidad de humedad en niveles bajos

Dado que MLLCL depende fuertemente de la humedad relativa, humedad específica y temperatura del aire, para su análisis se realizaron diagramas presión-tiempo con los promedios quincenales para cada caja en la Fig. 4.30. También se graficaron los promedios de la temperatura superficial del mar (SST), mostrados en la Fig. 4.31.

En las cajas 1, 2 y 3, los bajos valores observados de MLLCL en los meses de otoño-invierno se relacionan con una disminución de la temperatura y con un leve descenso de los valores de humedad específica en los niveles más bajos de la atmósfera, que aún no llegan a su mínimo anual y, por tanto, resultan en máximos de humedad relativa en los niveles bajos. En la caja 1, el máximo de humedad relativa ($\geq 70\%$) se observa entre Mayo y Julio, con valores de humedad específica que se mantienen entre los 5-6 g/kg y con un fuerte descenso en la temperatura que apenas sobrepasa los 280 K. En las cajas 2 y 3, los máximos de humedad relativa ($\geq 75\%$ y $\geq 80\%$, respectivamente) se extienden de Abril a Septiembre y asocian a descensos más suaves de la temperatura durante estos meses y valores relativamente altos de humedad específica (4-6 g/kg con temperaturas entre los 278-285 K). En los meses de primavera-verano, los altos valores de temperatura y humedad específica generan los mínimos de humedad relativa en las tres cajas ($\leq 60\%$, $\leq 65\%$ y $\leq 75\%$, respectivamente).

Por el contrario, en las cajas 4 y 5 los mínimos de MLLCL obseavados durante el verano, y también en primavera en la caja 5, se asocian con los máximos de temperatura y humedad específica en niveles bajos, generando máximos de humedad relativa ($\geq 85\%$) entre Octubre y Abril. Estos máximos de temperatura y humedad específica toman valores similares a los alcanzados durante los máximos de humedad relativa en las otras cajas, con temperaturas que apenas superan los 280 K y humedades específicas entre 5-6 g/kg. Durante otoño-invierno, los mínimos de humedad relativa alcanzan valores $\leq 80\%$.

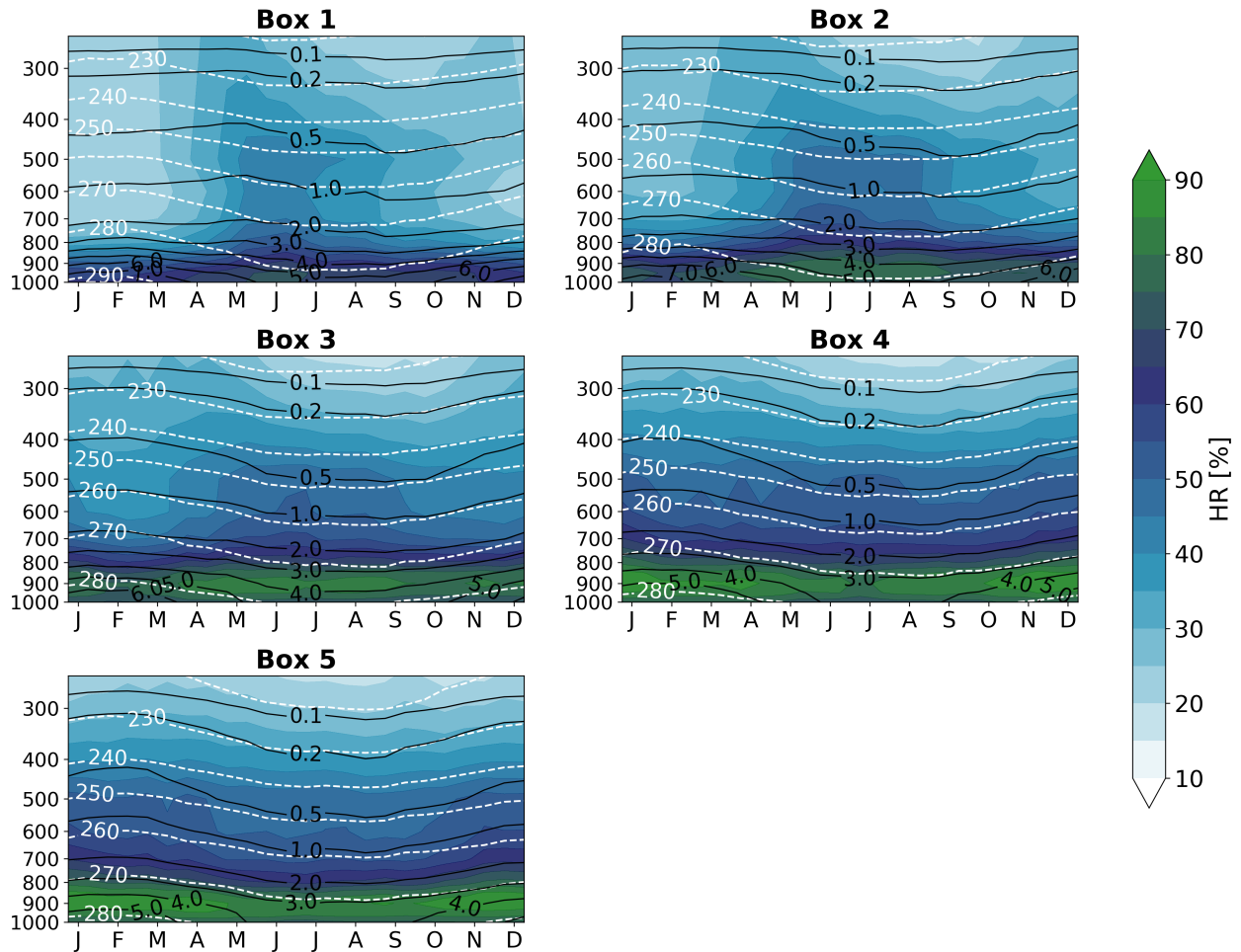
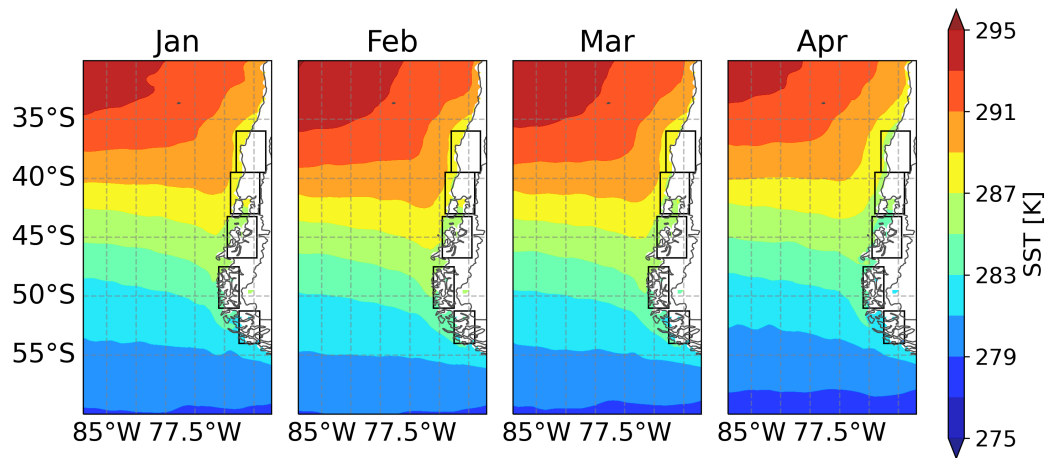
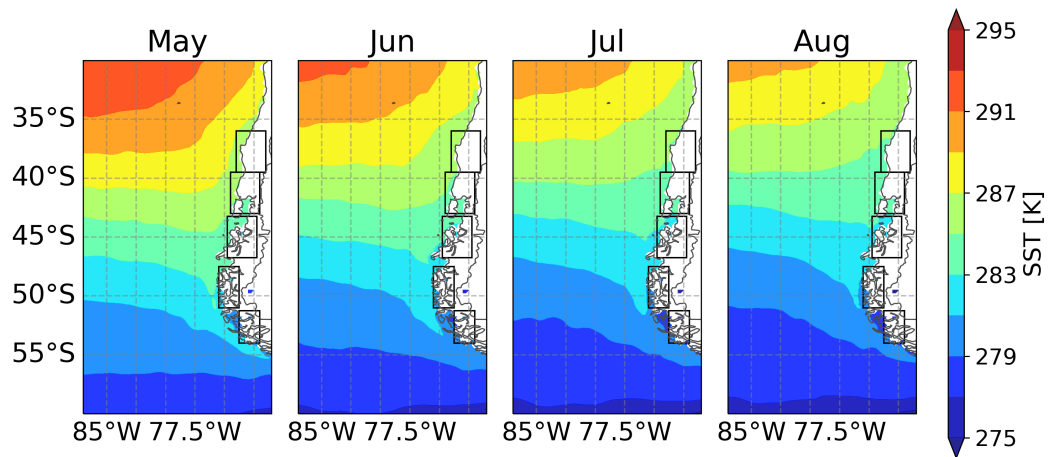


Figura 4.30: Diagramas presión-tiempo de los promedios quincenales de humedad relativa (%; contornos sombreados), humedad específica (g/kg; contornos negros) y temperatura (K, contornos blancos).

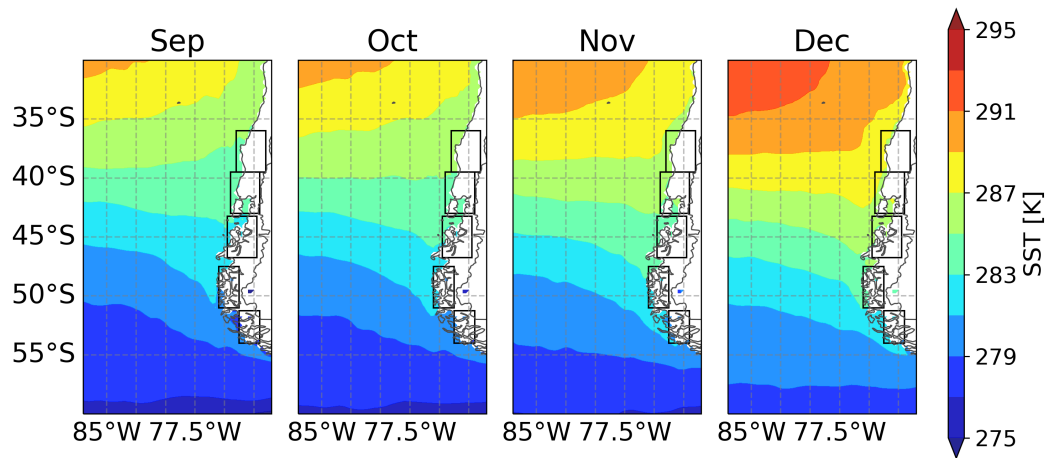
En cuanto a SST (Fig. 4.31), los máximos valores se alcanzan entre Diciembre y Abril, con temperaturas por sobre los 287 K frente a las costas de las cajas 1, 2 y 3, y sobre los 283 K frente a las costas de las cajas 4 y 5, asociadas con los máximos de humedad específica en niveles bajos. Durante Abril y Junio, SST se mantiene relativamente alta con valores por sobre los 285 K frente a las cajas 1, 2 y 3. Los valores mínimos se observan entre Junio y Septiembre, coincidentes también con el ciclo anual de humedad específica observado en la Fig. 4.30.



(a) Enero-Abril.



(b) Mayo-Agosto.



(c) Septiembre-Diciembre.

Figura 4.31: Valores mensuales de temperatura superficial del mar (SST). Los rectángulos negros representan las cajas de estudio.

Capítulo 5

Discusiones

Los resultados de los ciclos anuales de VGP, SRH y MLLCL muestran similitudes entre las cajas 1 y 2, y entre las cajas 4 y 5, con condiciones favorables para la formación de tornados, representadas por altas magnitudes de VGP y SRH y bajas alturas de MLLCL, entre Mayo y Agosto en la zona centro-sur (cajas 1 y 2; $\sim 71-74^{\circ}\text{W}$; $36-43^{\circ}\text{S}$) y durante Diciembre y Enero en la zona austral (cajas 4 y 5; $\sim 72-75.5^{\circ}\text{W}$; $47.5-54^{\circ}\text{S}$). El ciclo de SRH en la caja 4 muestra un comportamiento más parejo durante el año, pero con magnitudes comparables a los máximos en las otras cajas. La zona de transición entre estas dos áreas, representada por la caja 3, muestra una combinación de las estacionalidades observadas, con condiciones favorables de VGP, SRH y MLLCL en otoño-invierno (Abril-Agosto) y solo de VGP en verano.

Los ciclos anuales promedio de los valores extremos de VGP y SRH entregan una mayor robustez a estos resultados, mostrando un comportamiento similar a los ciclos con valores medios (ver también Figs. A.18-A.22 en Anexo), en particular en las cajas de la zona centro-sur (cajas 1 y 2) y la caja más austral (caja 5). Esto se observa claramente al comparar los ciclos con los valores umbrales de VGP y SRH, donde los máximos de las curvas sobrepasan estos umbrales durante otoño e invierno en la zona centro-sur y durante el verano en la zona austral. En particular, el comportamiento parejo de estos parámetros en la zona austral, comprendida por las cajas 3 y 4, indica una ausencia de estacionalidad en la zona, con una igual probabilidad de ocurrencia de tornados durante todo el año. También se observa un cierto desfase entre los peaks de los ciclos de valores extremos y los ciclos medios en la zona centro-sur, alcanzando el peak una o dos quincenas antes que el ciclo medio.

El análisis con los valores extremos también muestra la dificultad para la generación de las condiciones favorables para los tornados, en particular en la zona centro-sur, donde solo los percentiles más extremos sobrepasan el umbral. Sin embargo, pareciera que con SRH las condiciones se cumplen de manera más fácil, especialmente en las cajas de la zona austral.

Los registros de tornados y trombas marinas en la zona centro-sur coinciden con la estacionalidad observada, alcanzando el peak de registros durante la misma quincena que los ciclos de VGP (1° Junio), mientras que con SRH y MLLCL se encuentra desfasada por 1 quincena (2° Junio). En la zona austral esta comparación no se puede realizar debido a la falta de registros, lo cual podría estar relacionado con la baja densidad poblacional en la zona (Fig. 3.6). La existencia de este “sesgo poblacional” respecto de la observación de tornados

ha sido discutido en diversos trabajos (Doswell et al., 1999; King, 1997; Brooks et al., 2003a; Anderson et al., 2007). A pesar de esto, las altas magnitudes de VGP y SRH observadas en el área indican que es muy probable la formación de tornados en esta zona, en particular cuando se compara con los valores de la zona centro-sur. Por esto, se propone a la zona austral como una zona altamente “probable” de formación de tornados en Chile.

Por otro lado, estos resultados consolidan a VGP como un discriminador de tormentas tornádicas en Chile, como ya fue mostrado por Vicencio et al. (2021).

La situación difiere al analizar los ciclos anuales de los rayos. A pesar de la fuerte evidencia de rayos durante los tornados de Mayo del 2019 (Barrett et al., 2020; Vicencio et al., 2021), además de la presencia de estos en gran parte de los registros recopilados por Bastías-Curivil et al. (2024), el ciclo anual de los rayos presenta grandes diferencias con la distribución anual de los registros y los estacionalidad de las condiciones favorables ya mencionadas. Este ciclo presenta máximos durante el verano en la zona centro-sur, mientras que en la zona austal el máximo de rayos se observa durante otoño con mínimos durante Septiembre, compatible con estudios anteriores (Montana et al., 2021; Garreaud et al., 2014). Estos resultados indican que la formación de rayos y tornados no estaría dada por las misma condiciones climatológicas, generando estacionalidades diferentes que cuestionan el uso de los rayos como indicador de tormentas tornádicas en Chile. Sin embargo, el análisis separado de costa/continente muestra una mayor concordancia entre los ciclos de rayos y las condiciones favorables en la zona costera, al menos en las cajas de la zona centro-sur. Aún así, el uso de rayos como proxy de eventos tornádicos pareciera ser más efectivo en el estudio de casos que en el análisis estacional.

En cuanto a los máximos de los ciclos observados de VGP y SRH y sus respectivas variables, las condiciones favorables en la zona centro-sur coinciden con los máximos de cizalle en niveles bajos (BS01) y niveles profundos (BS06), y el máximo relativo de inestabilidad ($MUCAPE^{1/2}$), lo que también se observa en la zona de transición en la caja 3. En la zona austral, las condiciones favorables coinciden con los máximos absolutos de inestabilidad y los máximos de BS06. Sin embargo, estas condiciones se observan junto a los mínimos valores del cizalle en niveles bajos, particularmente en la caja 4, aunque presentan magnitudes de BS01 mayores a las observadas en las otras zonas. Este comportamiento podría explicar el ciclo más moderado de VGP y SRH en la caja 4 en comparación con lo que se observa en la caja 5, donde el ciclo más parejo de BS01 no genera tal efecto en los ciclos de estos parámetros.

Ahondando en el comportamiento de VGP, en la zona centro-sur se observa una fuerte influencia del ciclo de BS01 sobre el ciclo de VGP a diferencia de $MUCAPE^{1/2}$, que presenta un leve efecto sobre el ciclo con una mayor importancia en torno al máximo de VGP. El caso contrario se observa en la zona austral, donde el ciclo de $MUCAPE^{1/2}$ tendría un mayor peso sobre el ciclo de VGP. Esta influencia también se puede apreciar en el análisis de variabilidad temporal y espacial de VGP (Sec. 4.1.3). En la zona centro-sur el mayor aumento de VGP en torno a su peak se observa cerca de la costa y hacia la cordillera, donde se observan los máximos aumentos de $MUCAPE^{1/2}$ y BS01, respectivamente. Por otro lado, en la zona austral el aumento de VGP en el continente durante el verano está relacionado casi completamente al aumento de $MUCAPE^{1/2}$. En la zona intermedia, el máximo de verano se relacionaría también al aumento de $MUCAPE^{1/2}$ en el continente, mientras que el máximo de otoño estaría relacionado al aumento del cizalle hacia la costa.

Este resultado se hace más interesante cuando se compara con la distribución espacial de los registros de tornados y trombas marinas (Fig. 1.3). Las áreas de aumento de VGP en la zona centro-sur coinciden con las zonas donde se concentran los registros, formando “callejones” de tornados hacia la zona costera de la región y hacia la pendiente de la Cordillera de los Andes.

Los ciclos de las componentes *streamwise* de VGP y BS01 también dan mayor soporte a la estacionalidad observada de estas variables, mostrando ciclos similares pero con menores magnitudes. Estas diferencias, que se observan principalmente en torno a los máximos de los ciclos, indican que el cizalle no es puramente *streamwise*, pero gran parte de éste sí lo es. Sumado a esto, las máximas diferencias en torno a los máximos de los ciclos también podrían indicar que las condiciones para la tornadogénesis serían más extremas de lo que se aprecia en los ciclos de valores extremos.

Los mecanismos que dan lugar a la estacionalidad de las condiciones favorables también fueron estudiados. En la zona centro-sur, el máximo de VGP durante otoño se relaciona a una intensificación de los vientos noroeste en niveles bajos que potencian las magnitudes de BS01 y a un enfriamiento de la tropósfera media alta que aumenta la inestabilidad atmosférica, particularmente hacia la costa. El máximo de SRH, además de verse beneficiado por las altas magnitudes de B01 durante otoño-invierno, también se ve beneficiado por el giro contra las agujas del reloj del viento con la altura, alcanzando fuertes vientos del oeste en niveles altos durante estas estaciones. Por otro lado, las bajas alturas de MLLCL durante el otoño se asocian principalmente con una disminución de la temperatura cuando la humedad específica aún se mantiene con valores relativamente altos en los niveles cercanos a la superficie.

En la zona austral, el máximo de VGP en verano se asocia también con la presencia de un fuerte cizalle noroeste en los niveles bajos, potenciado por un aumento de los vientos zonales y meridionales, pero con un calentamiento en niveles bajos que aumenta los valores de MUCAPE hacia el continente, contrario a lo que ocurre en la zona centro-sur. Las mínimas alturas de MLLCL durante el verano se asocian a los máximos valores de humedad específica cerca de la superficie y las máximas temperaturas, con valores comparables a las temperaturas asociadas a los mínimos de MLLCL en la zona-central.

El análisis de SRH en esta zona es un poco más complejo. En la parte norte de la zona austral (caja 4), el comportamiento parejo de SRH durante el año se puede explicar por los máximos valores del viento del oeste en la tropósfera alta-media que se alcanzan durante el verano y el máximo cizalle NW en niveles bajos durante el invierno, cuando su extensión hacia la superficie es menor. Este comportamiento mantiene los valores de SRH relativamente constantes, como también se puede observar en las hodógrafas que se mantienen casi idénticas durante todo el año (Fig. 4.22). Por otro lado, en la parte sur de la zona (caja 5) los máximos de SRH en verano están relacionados directamente con los máximos vientos NW en niveles bajos y de viento oeste en tropósfera alta-media, particularmente con el fuerte aumento de los vientos del oeste con la altura.

El cizalle NW observado en toda la región se relaciona con la intensificación del jet de barrera del norte observado en estudios anteriores (Kalthoff et al., 2002; Rutllant and Garreaud, 2004; Garreaud, 2009), donde la cordillera de los Andes actúa como una barrera que impide el paso del flujo del oeste y lo desvía hacia el sur. Procesos similares de intensificación

del jet de barrera por efectos orográficos se han observado en tormentas tornádicas en California (eg. Hanstrum et al., 2002). Marín et al. (2020) demostró que esta condición es una de las más favorables para la formación de los tornados en Chile, ya que intensifica el flujo bloqueado por la cordillera además de favorecer la formación de tormentas con rotación en niveles medios. En la zona austral, por otro lado, la disminución de la altura de la cordillera debilita este efecto de barrera, generando un cizalle con dirección más oeste (WNW) y de mayor intensidad, debido a los fuertes vientos que se observan durante todo el año en la zona (Garreaud et al., 2009).

En cuanto a los vientos en altura, estos siguen el movimiento estacional de la corriente en chorro extratropical, directamente relacionado al desplazamiento anual de la celda de Hadley debido al corrimiento latitudinal del máximo de radiación solar incidente. Esta corriente en chorro alcanza su máxima posición sur a $\sim 45-55^{\circ}\text{S}$ durante el verano, y su máxima posición norte a $\sim 30^{\circ}\text{S}$ durante el invierno (Garreaud et al., 2009). La extensión hacia la superficie de esta corriente en chorro extratropical es lo que también genera el aumento de los vientos del oeste durante el invierno en la zona centro-sur y durante el verano en la zona austral.

De manera similar, el ciclo anual de MUCAPE también se relaciona con el desplazamiento del máximo de radiación solar incidente durante el año. En el verano del hemisferio sur, el máximo de radiación incidente, se desplaza hacia el sur del ecuador generando mayores temperaturas en la tropósfera, especialmente en superficie. En cambio, durante el otoño, el máximo de radiación se está desplazando hacia su posición más al norte, provocando enfriamiento de la tropósfera, con mayor intensidad en altura debido al movimiento de aire polar más frío a latitudes más bajas, que resulta más efectivo en enfriar la tropósfera, en contraste con el leve enfriamiento observado cerca de la superficie, moderado principalmente por el océano que posee mayor inercia térmica y evita un mayor enfriamiento cerca de la superficie durante esta época del año.

Así, el calentamiento superficial y el enfriamiento en altura serían los dos mecanismos que aumentan la inestabilidad durante verano y otoño, respectivamente. Sumado a esto, los elevados valores de la temperatura superficial del mar (SST) durante verano, y valores que todavía se mantienen relativamente altos durante otoño, aportan altos valores de humedad que aumentan aún más la inestabilidad y se asocian también a una disminución de la altura de MLLCL. La relación entre SST y CAPE también fue estudiada por Marín et al. (2020), encontrando una correlación positiva entre ambas, con un aumento de CAPE a mayores temperaturas de la superficie del mar, particularmente en el sector costero.

Capítulo 6

Conclusión

En este trabajo se analizó la estacionalidad aparente de los tornados y trombas marinas en zona centro-sur y austral de Chile, mediante el uso de parámetros que permiten identificar la existencia de condiciones favorables para la formación de tornados. En particular, se utilizó los parámetros de generación de vorticidad (VGP) en niveles bajos, que da cuenta de la generación de rotación vertical cerca de la superficie por la inclinación de la rotación horizontal; la helicidad relativa a la tormenta (“*storm-relative helicity*”, SRH), que da cuenta de la alineación entre el movimiento y la rotación del flujo, indicando el potencial de giro ciclónico de la corriente ascendente de la tormenta; y el nivel de condensación por ascenso promedio de los primeros 100 mb (MLLCL), que entrega información sobre la humedad en la capa límite.

Los resultados muestran dos regímenes, uno en la zona centro-sur con condiciones favorables durante otoño, mientras que en la zona austral se observan durante el verano. El régimen en la zona centro-sur está caracterizado por un fuerte cizalle de viento noroeste en niveles bajos y un enfriamiento en altura que generan las condiciones para la formación de la vorticidad vertical cerca de la superficie. A esto se suman los máximos vientos del oeste en altura, que dan cuenta de las condiciones favorables para la formación de la tormenta y del tornado con giro ciclónico, y valores relativamente altos de humedad relativa en la capa límite que favorecen la formación de tornados. El régimen en la zona austral también está caracterizado por un fuerte cizalle de viento noroeste en niveles bajos y oeste en altura, pero con un fuerte calentamiento superficial que inestabiliza los niveles cercanos a la superficie, además de máximos anuales de humedad relativa en la capa límite. Ambos regímenes están estrechamente relacionadas con la marcha anual del máximo de radiación solar incidente y las circulaciones asociadas, que desplaza la corriente en chorro extratropical y aire polar hacia latitudes más bajas durante el invierno en el hemisferio sur, y hacia latitudes altas durante el verano.

La estacionalidad de los ambientes favorables para tornados en la zona centro-sur coincide precisamente con la estacionalidad de los registros de tornados y trombas marinas, donde se observa un peak en torno a la segunda quincena de Mayo y la primera de Junio. Este resultado es mucho más claro con el ciclo de VGP, consolidando este parámetro como un buen discriminador de tormentas tornádicas en Chile. En la zona austral, por otro lado,

la ausencia de registros solo nos permite establecer esta región como una posible zona de tornados, con una alta probabilidad de formación de estos fenómenos entre los meses de Diciembre y Enero, y que queda como trabajo futuro seguir estudiando.

Aunque con este trabajo se ha avanzado en el conocimientos sobre los tornados en Chile, aún nos enfrentamos a numerosas interrogantes. Una de éstas gira en torno a si las tormentas supercelulares son las principales tormentas generadoras de tornados en Chile, tal como ocurrió en Mayo del 2019, o si son otros sistemas convectivos de mesoescala los que se asocian a su formación. A esto se le suma identificar con precisión los parámetros que permitan discriminar a las tormentas tornádicas. Si bien, en este estudio los parámetros VGP, SRH y MLLCL muestran una gran capacidad para identificar los ambientes favorables para tornados, ¿pueden haber otros parámetros, o los mismos parámetros calculados en capas más superficiales, que permitan discriminar mejor estas tormentas en Chile? Por otro lado, siempre hay interés en estudiar lo que ocurrirá con estos ambientes en un clima futuro, ¿serán más frecuentes y/o intensos estos fenómenos de acuerdo a los escenarios de cambio climático? Estas son solo algunas interrogantes que demuestran el largo trabajo que queda por delante en la comprensión de estos fenómenos extremos en nuestro país.

Bibliografía

- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L., and Galarneau Jr, T. J. (2010). An evaluation of the worldwide lightning location network (wwln) using the national lightning detection network (nldn) as ground truth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D18).
- Altinger de Schwarzkopf, M. L. (1988). *Climatología de los efectos de la convección severa en la República Argentina*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Anderson, C. J., Wikle, C. K., Zhou, Q., and Royle, J. A. (2007). Population influences on tornado reports in the united states. *Weather and forecasting*, 22(3):571–579.
- Barrett, B. S., Marin, J. C., and Jacques-Coper, M. (2020). A multiscale analysis of the tornadoes of 30–31 may 2019 in south-central chile. *Atmos. Res.*, 236:104811.
- Bastías-Curivil, C., Rondanelli, R., Vicencio, J., Matus, F., Caballero, V., Munoz, F., Barraza, J., Campos, D., Valenzuela, R., and de la Maza, A. (2024). Tornadoes and Waterspouts in Chile / Tornados y Trombas en Chile.
- Bluestein, H. B. (2013). Severe convective storms and tornadoes. *Springer*, 10:978–3.
- Brooks, H. E., Doswell, C. A., and Kay, M. P. (2003a). Climatological estimates of local daily tornado probability for the united states. *Weather and Forecasting*, 18(4):626–640.
- Brooks, H. E., Lee, J. W., and Craven, J. P. (2003b). The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmospheric Research*, 67:73–94.
- Bunkers, M. J., Klimowski, B. A., Zeitler, J. W., Thompson, R. L., and Weisman, M. L. (2000). Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Weather and forecasting*, 15(1):61–79.
- Coffer, B. E. and Parker, M. D. (2017). Simulated supercells in nontornadic and tornadic vortex2 environments. *Monthly Weather Review*, 145(1):149–180.
- Coffer, B. E., Parker, M. D., Thompson, R. L., Smith, B. T., and Jewell, R. E. (2019). Using near-ground storm relative helicity in supercell tornado forecasting. *Weather and Forecasting*, 34(5):1417–1435.
- Craven, J. P., Brooks, H. E., Hart, J. A., et al. (2004). Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Natl. Wea. Dig*, 28(1):13–24.

- Davies-Jones, R. (1984). Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(20):2991–3006.
- Davies-Jones, R. (1990). Test of helicity as a forecast parameter. In *Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, 1990*. Amer. Meteor. Soc.
- Davies-Jones, R., Trapp, R. J., and Bluestein, H. B. (2001). Tornadoes and tornadic storms. In *Severe convective storms*, pages 167–221. Springer.
- Doswell, C. A., Moller, A. R., and Brooks, H. E. (1999). Storm spotting and public awareness since the first tornado forecasts of 1948. *Weather and forecasting*, 14(4):544–557.
- Dowden, R. L., Brundell, J. B., and Rodger, C. J. (2002). Vlf lightning location by time of group arrival (toga) at multiple sites. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(7):817–830.
- Droegemeier, K. K., Lazarus, S. M., and Davies-Jones, R. (1993). The influence of helicity on numerically simulated convective storms. *Monthly weather review*, 121(7):2005–2029.
- Gagan, J. P., Gerard, A., and Gordon, J. (2010). A historical and statistical comparison of “tornado alley” to “dixie alley.”. *Natl. Wea. Dig*, 34(2):145–155.
- Garreaud, R. D. (2009). The andes climate and weather. *Adv. Geosci.*, 22:3.
- Garreaud, R. D., Gabriela Nicora, M., Bürgesser, R. E., and Ávila, E. E. (2014). Lightning in western patagonia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(8):4471–4485.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):180–195.
- Grünwald, S. and Brooks, H. (2011). Relationship between sounding derived parameters and the strength of tornadoes in europe and the usa from reanalysis data. *Atmospheric Research*, 100(4):479–488.
- Hanstrum, B. N., Mills, G. A., Watson, A., Monteverdi, J. P., and Doswell, C. A. (2002). The cool-season tornadoes of california and southern australia. *Weather and forecasting*, 17(4):705–722.
- Hart, J. and Korotky, W. (1991). The sharp workstation v1. 50 users guide. *NOAA/National Weather Service*, 30.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.
- Hutchins, M., Holzworth, R., Brundell, J., and Rodger, C. (2012). Relative detection efficiency of the world wide lightning location network. *Radio Science*, 47(06):1–9.
- INE (2018). Entrega final censo 2017. Accessed on February 22, 2023.

- Jacobson, A. R., Holzworth, R., Harlin, J., Dowden, R., and Lay, E. (2006). Performance assessment of the world wide lightning location network (wwlln), using the los alamos spheric array (lasa) as ground truth. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(8):1082–1092.
- Kalthoff, N., Bischoff-Gauß, I., Fiebig-Wittmaack, M., Fiedler, F., Thürauf, J., Novoa, E., Pizarro, C., Castillo, R., Gallardo, L., Rondanelli, R., et al. (2002). Mesoscale wind regimes in chile at 30 s. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 41(9):953–970.
- King, P. (1997). On the absence of population bias in the tornado climatology of southwestern ontario. *Weather and Forecasting*, 12(4):939–946.
- Koukoku, R., Mills, G., and Timbal, B. (2009). A reanalysis climatology of cool-season tornado environments over southern australia. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(14):2079–2090.
- Lee, B. D. and Wilhelmson, R. B. (2000). The numerical simulation of nonsupercell tornado-genesis. part iii: Parameter tests investigating the role of cape, vortex sheet strength, and boundary layer vertical shear. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(14):2246–2261.
- Maas, M., Supinie, T., Berrington, A., Emmerson, S., Aidala, A., and Gavan, M. (2024). The tornado archive: Compiling and visualizing a worldwide, digitized tornado database. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Marín, J. C., Barrett, B. S., and Pozo, D. (2020). The tornadoes of 30–31 may 2019 in south-central chile: Sensitivity to topography and SST. *Atmos. Res.*, page 105301.
- Marín, J. C., Gutiérrez, F., Gensini, V. A., Barrett, B. S., Pozo, D., Jacques-Coper, M., and Veloso-Aguila, D. (2024). Climatological aspects of notable tornado events in chile. *Monthly Weather Review*.
- Markowski, P. and Richardson, Y. (2011). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Markowski, P. and Richardson, Y. (2013). How to make a tornado. *Weatherwise*, 66(4):12–19.
- Markowski, P. and Richardson, Y. (2014). What we know and don’t know about tornado formation. *Physics Today*, 67(9):26–31.
- Markowski, P. M., Straka, J. M., and Rasmussen, E. N. (2002). Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells. *Monthly weather review*, 130(7):1692–1721.
- McDonald, J. R., Mehta, K. C., Smith, D. A., and Womble, J. A. (2010). The enhanced fujita scale: Development and implementation. In *Forensic Engineering 2009: Pathology of the Built Environment*, pages 719–728.
- Montana, J., Morales, C., Nicora, M. G., Ardila, J., Schurch, R., and Aranguren, D. (2021). Lightning activity over chilean territory. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(16):e2021JD034580.

- Rasmussen, E. N. (2003). Refined supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 18(3):530–535.
- Rasmussen, E. N. and Blanchard, D. O. (1998). A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Weather and forecasting*, 13(4):1148–1164.
- Rasmussen, E. N. and Wilhelmson, R. B. (1983). Relationships between storm characteristics and 1200 gmt hodographs, low-level shear, and stability. *Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc.*, pages J5–J8.
- Rutllant, J. and Garreaud, R. (2004). Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical andes. *Monthly Weather Review*, 132(2):611–622.
- Servicio Meteorológico de la Armada de Chile (2010). Evidencias de fenómenos del tipo tornado en las costas de la viii región del biobío y el sur de chile.
- Shabbott, C. J. and Markowski, P. M. (2006). Surface in situ observations within the outflow of forward-flank downdrafts of supercell thunderstorms. *Monthly weather review*, 134(5):1422–1441.
- Sherburn, K. D. and Parker, M. D. (2019). The development of severe vortices within simulated high-shear, low-cape convection. *Monthly Weather Review*, 147(6):2189–2216.
- Sherburn, K. D., Parker, M. D., King, J. R., and Lackmann, G. M. (2016). Composite environments of severe and nonsevere high-shear, low-cape convective events. *Weather and forecasting*, 31(6):1899–1927.
- Thompson, R. L., Edwards, R., Hart, J. A., Elmore, K. L., and Markowski, P. (2003). Close proximity soundings within supercell environments obtained from the rapid update cycle. *Weather and Forecasting*, 18(6):1243–1261.
- Thompson, R. L., Mead, C. M., and Edwards, R. (2007). Effective storm-relative helicity and bulk shear in supercell thunderstorm environments. *Weather and forecasting*, 22(1):102–115.
- Veloso-Aguila, D., Rasmussen, K. L., and Maloney, E. D. (2024). Tornadoes in southeast south america: mesoscale to planetary-scale environments. *Monthly Weather Review*, 152(1):295–318.
- Vicencio, J., Rondanelli, R., Campos, D., Valenzuela, R., Garreaud, R., Reyes, A., Padilla, R., Abarca, R., Barahona, C., Delgado, R., and Nicora, G. (2021). The chilean tornado outbreak of may 2019: Synoptic, mesoscale, and historical contexts. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 102(3):E611–E634.
- Wakimoto, R. M. and Wilson, J. W. (1989). Non-supercell tornadoes. *Monthly Weather Review*, 117(6):1113–1140.
- Yau, M. K. and Rogers, R. R. (1996). *A short course in cloud physics*. Elsevier.

ANEXOS

Anexo A

A.1. Validación de datos

A.1.1. Ciclos anuales (frecuencia diaria) de temperatura, humedad específica, viento horizontal y MUCAPE

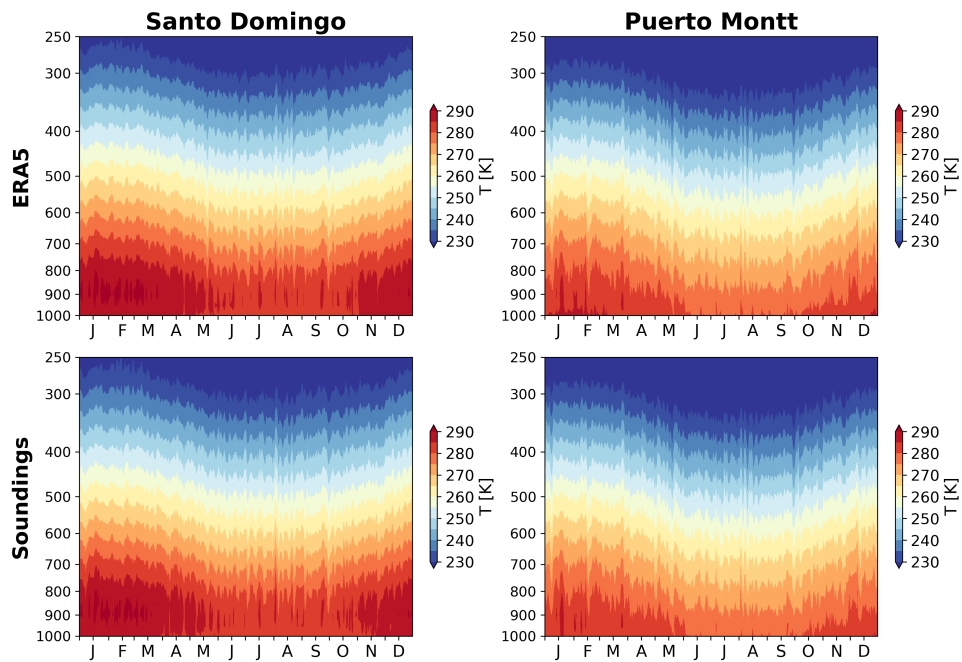


Figura A.1: Ciclo anual promedio con valores diarios de temperatura con datos de ERA 5 (arriba) y los datos interpolados de radiosondeo (abajo) para Santo Domingo (izq.) y Puerto Montt (der.).

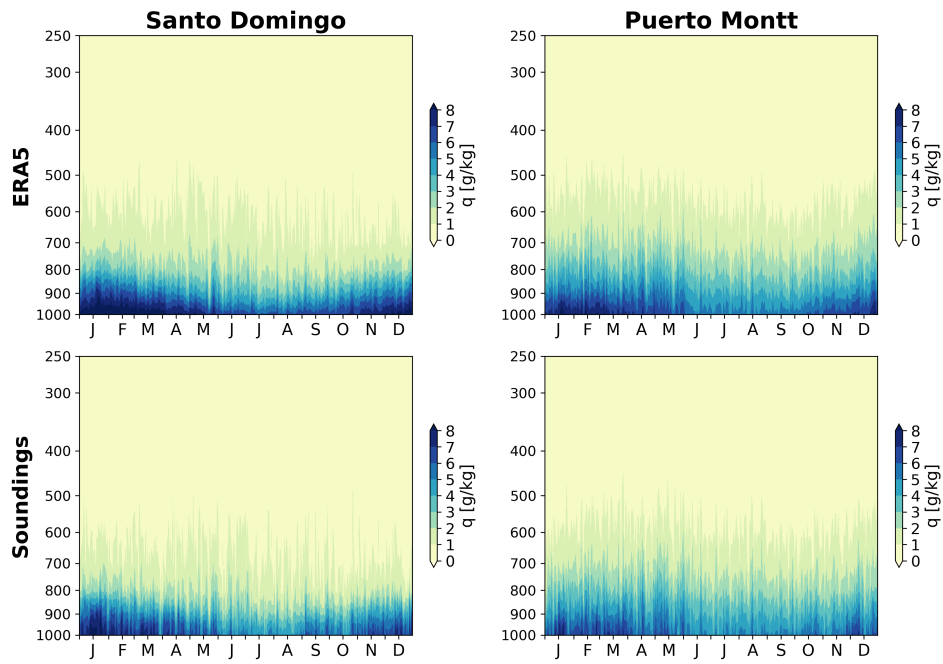


Figura A.2: Como en Fig. A.1 pero con la humedad específica.

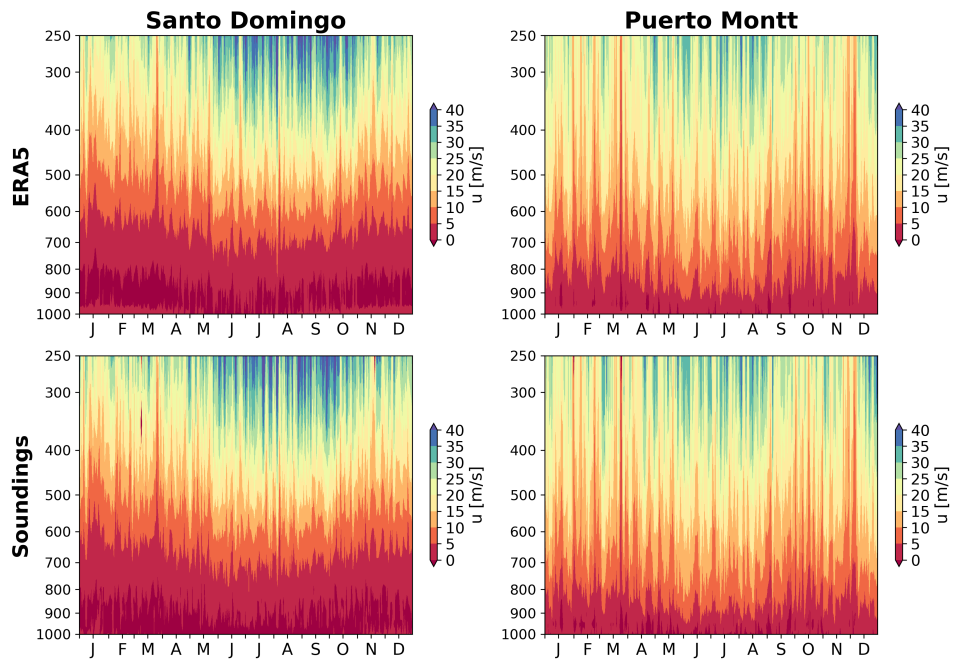


Figura A.3: Como en Fig. A.1 pero con la componente zonal del viento.

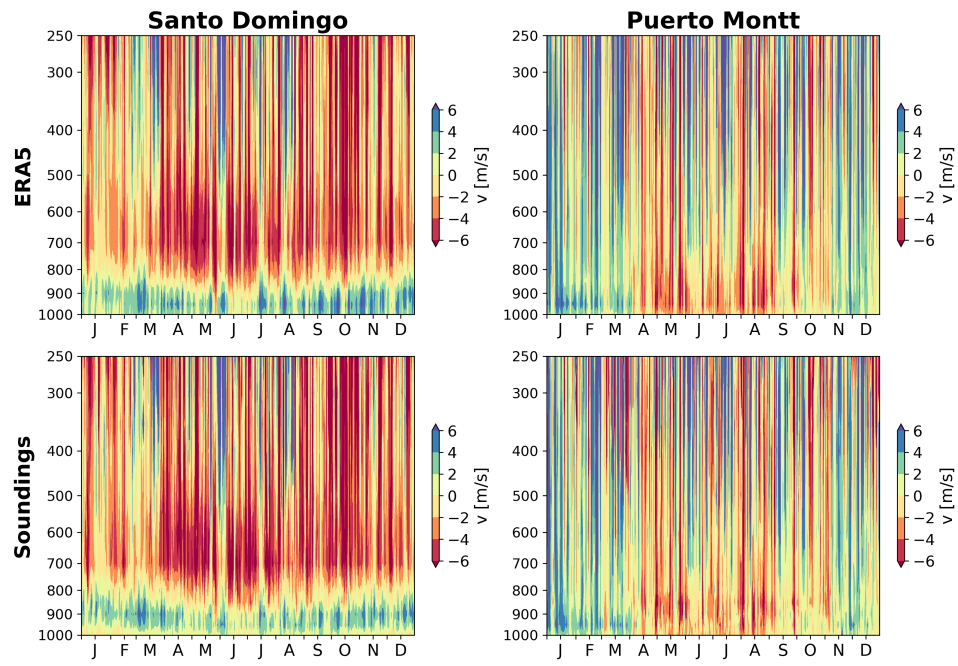


Figura A.4: Como en Fig. A.1 pero con la componente meridional del viento.

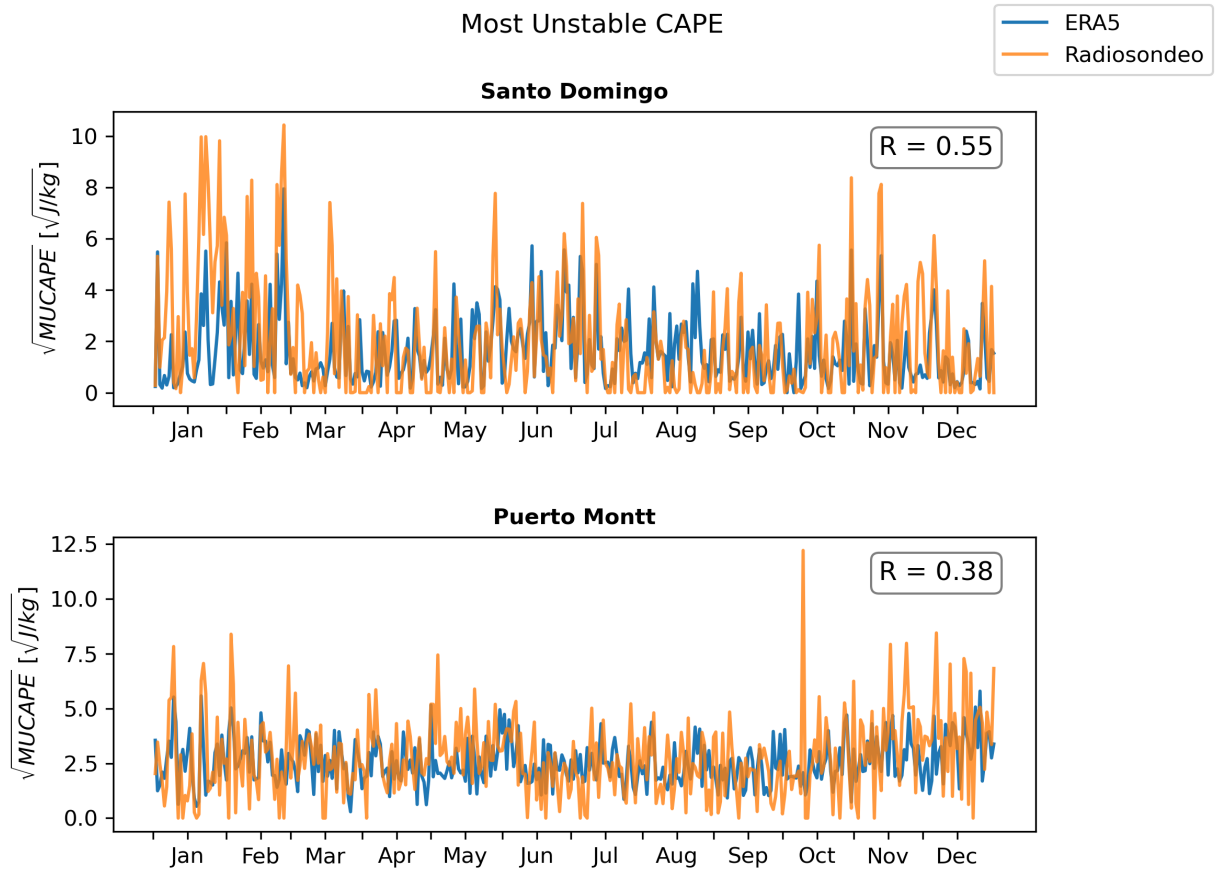


Figura A.5: Ciclo anual promedio con valores diarios de MUCAPE en Santo Domingo (arriba) y Puerto Montt (abajo) con datos de ERA 5 (curva azul) y los datos calculados a partir de radiosondeos (curva naranja).

A.1.2. Tablas de correlación

Niveles	Temperatura	Humedad	Comp. zonal	Comp. meridional
250	0,9979	0,9184	0,9810	-0,2098
300	0,9988	0,9381	0,9914	0,9696
350	0,9993	0,9262	0,9281	0,9596
400	0,9996	0,9062	0,9917	0,9636
500	0,9997	0,9538	0,9936	0,9482
600	0,9994	0,9389	0,9900	0,9475
700	0,9994	0,9546	0,9899	0,9596
800	0,9993	0,9636	0,9872	0,9366
850	0,0999	0,9751	0,9743	0,9591
900	0,9987	0,9741	0,8860	0,9755
950	0,9962	0,9689	0,7745	0,8855
1000	0,9858	0,9523	0,9940	0,1656

Tabla A.1: Correlación entre datos mensuales del radiosondeo y reanálisis ERA-5 en Santo Domingo, por niveles de presión.

Niveles	Temperatura	Humedad	Comp. zonal	Comp. meridional
250	0,9993	0,9882	0,8991	0,4664
300	0,9992	0,9759	0,9643	0,7948
350	0,9992	0,9427	0,9627	0,848
400	0,9994	0,9277	0,9706	0,9412
500	0,9996	0,8825	0,9785	0,9789
600	0,9995	0,9044	0,9706	0,9815
700	0,9994	0,9167	0,9755	0,9906
800	0,9992	0,9502	0,9906	0,9876
850	0,9991	0,9414	0,9958	0,9978
900	0,999	0,9334	0,9701	0,9889
950	0,9987	0,9363	0,964	0,9857
1000	0,9942	0,96	0,8726	0,9918

Tabla A.2: Correlación entre datos mensuales del radiosondeo y reanálisis ERA-5 en Puerto Montt, por niveles de presión.

A.2. Mapas mensuales de parámetros estudiados

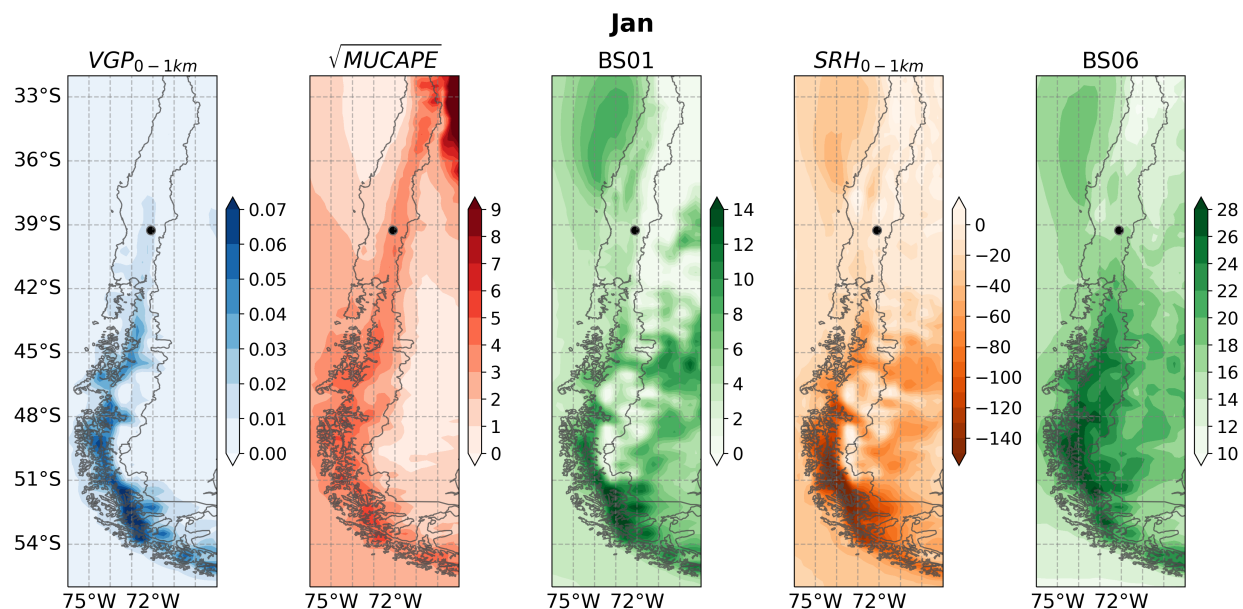


Figura A.6: Promedios mensuales de VGP_{0-1km} , $MUCAPE^{1/2}$, BS01, SRH_{0-1km} , BS06 para el mes de Enero en toda el área de estudio. Los puntos negros corresponden a los registros de tornados y trombas marinas en el mes de Enero.

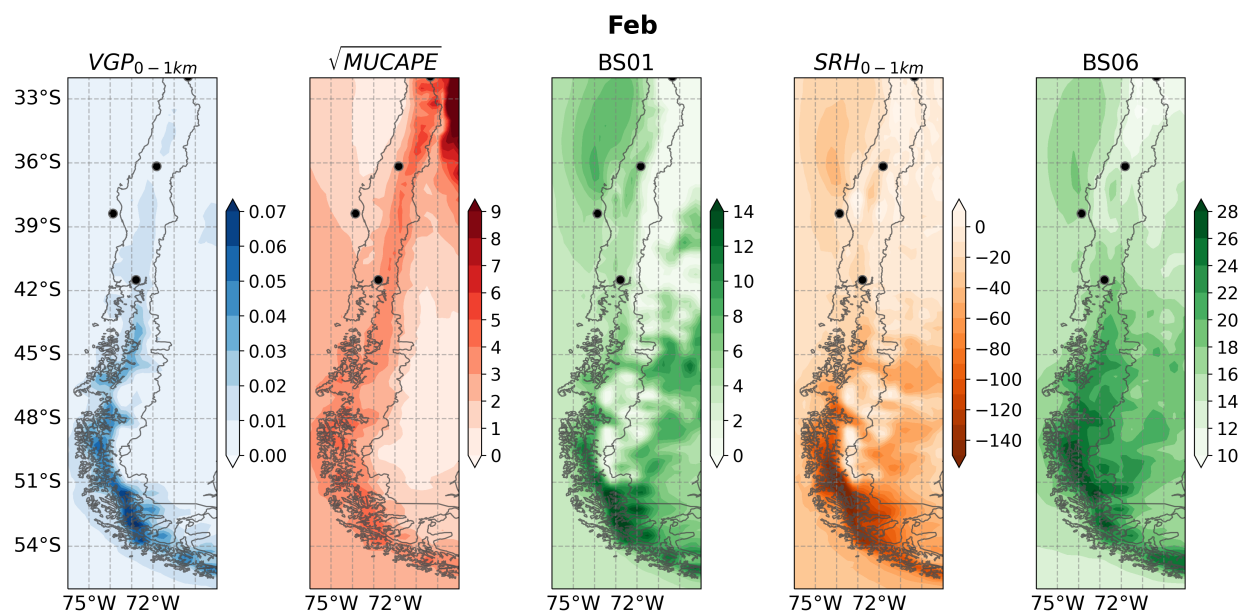


Figura A.7: Como en A.6, pero en Febrero.

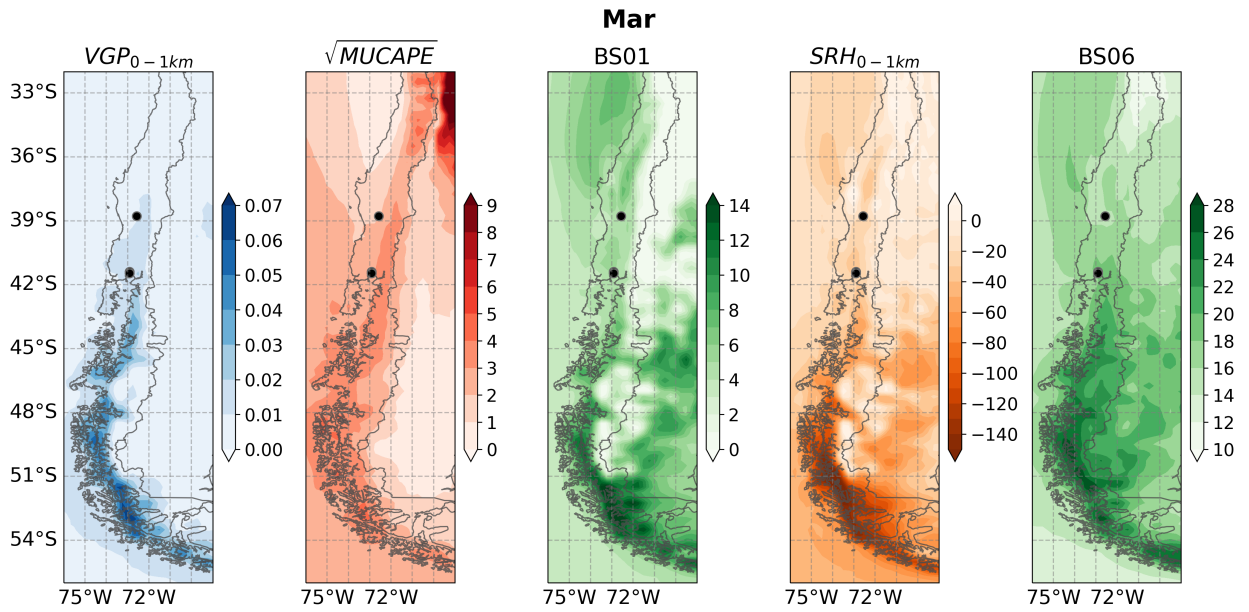


Figura A.8: Como en A.6, pero en Marzo.

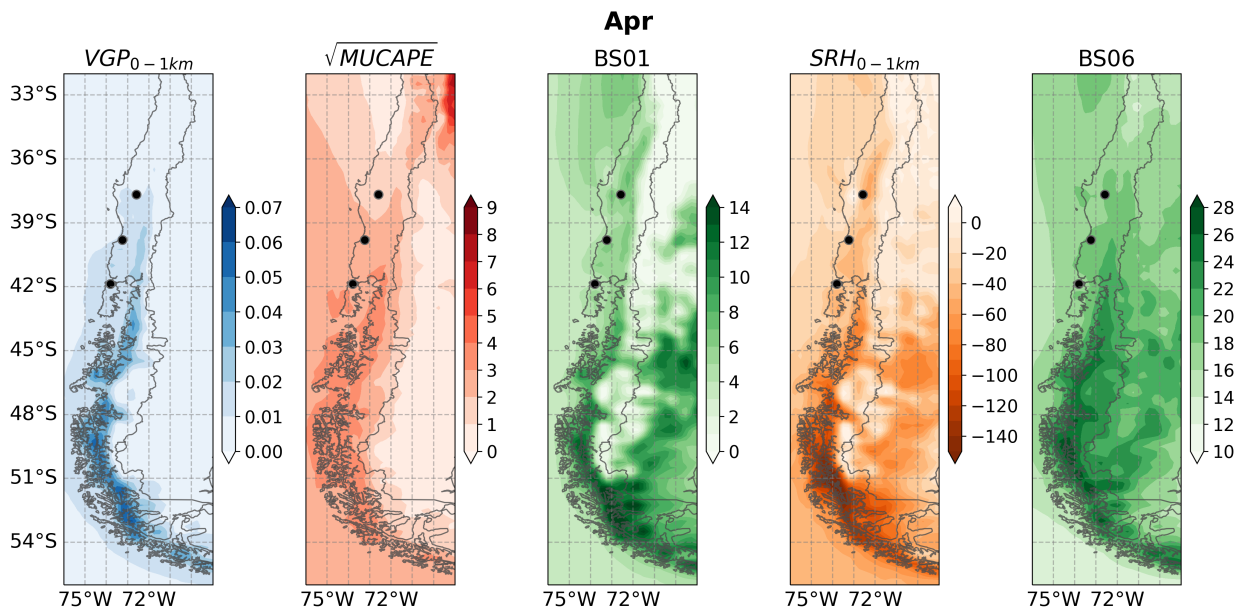


Figura A.9: Como en A.6, pero en Abril.

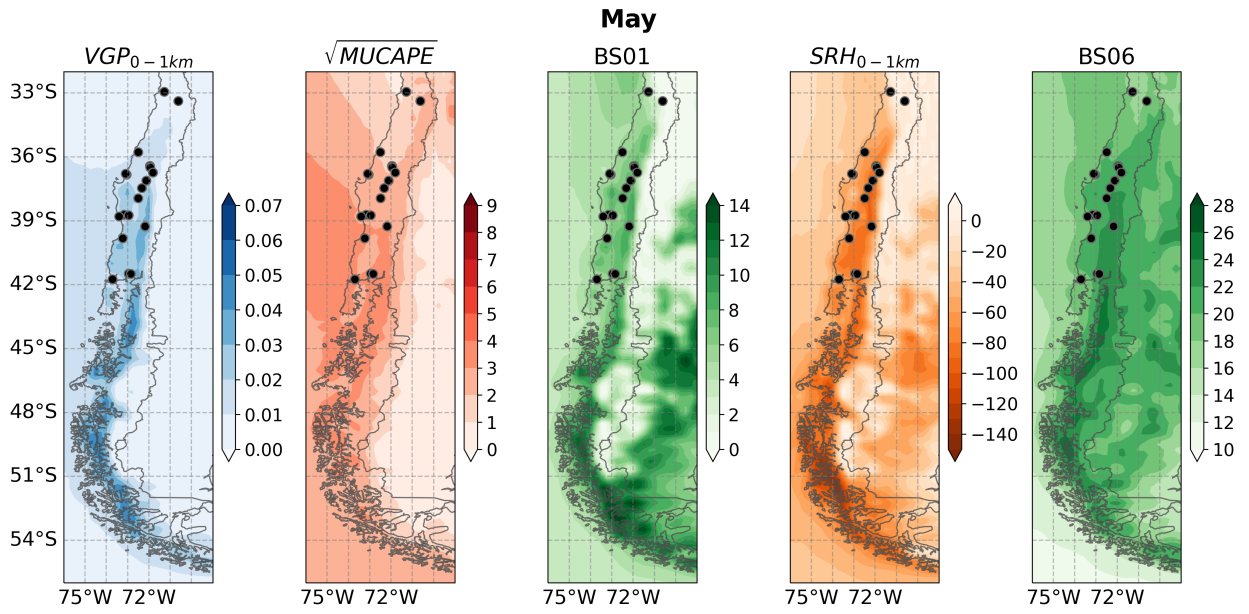


Figura A.10: Como en A.6, pero en Mayo.

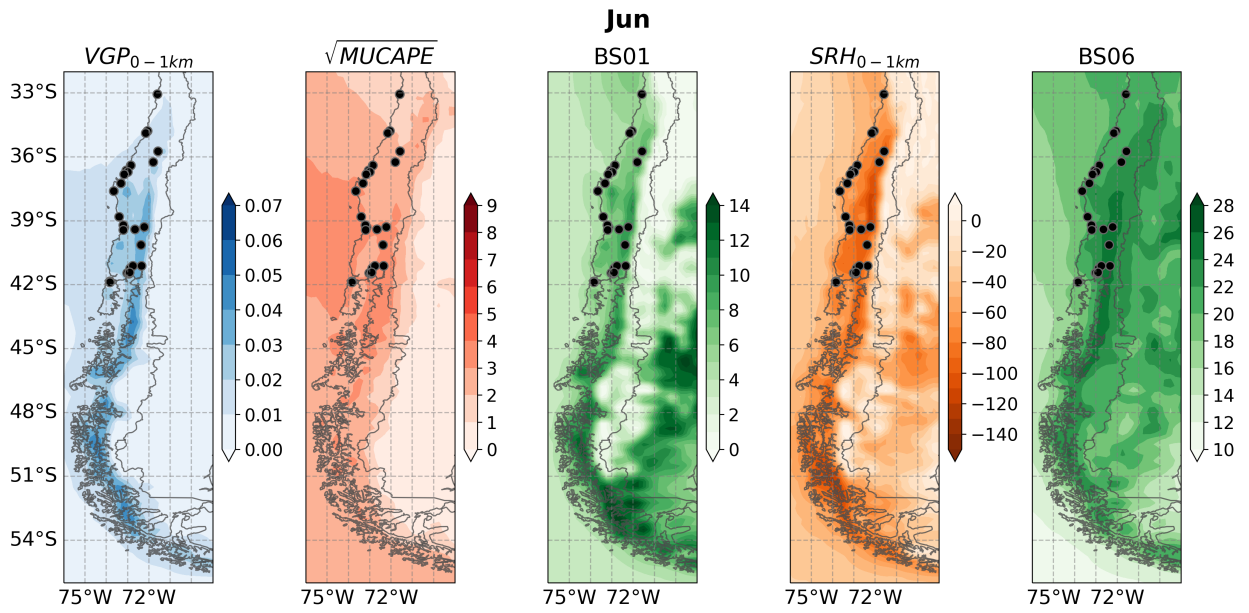


Figura A.11: Como en A.6, pero en Junio.

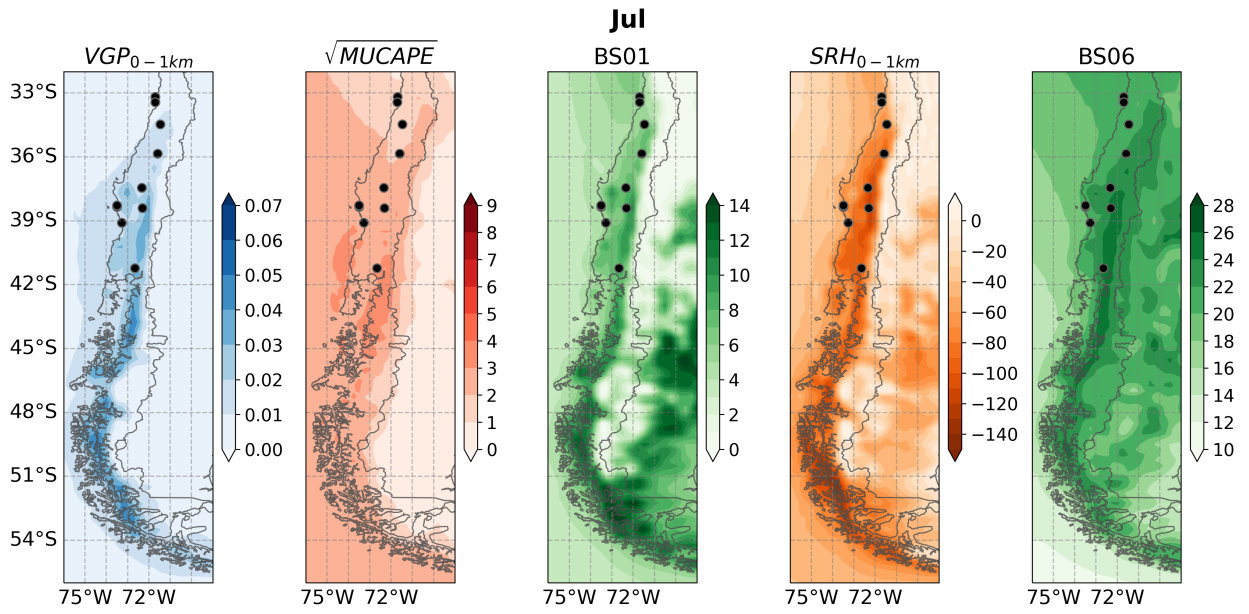


Figura A.12: Como en A.6, pero en Julio.

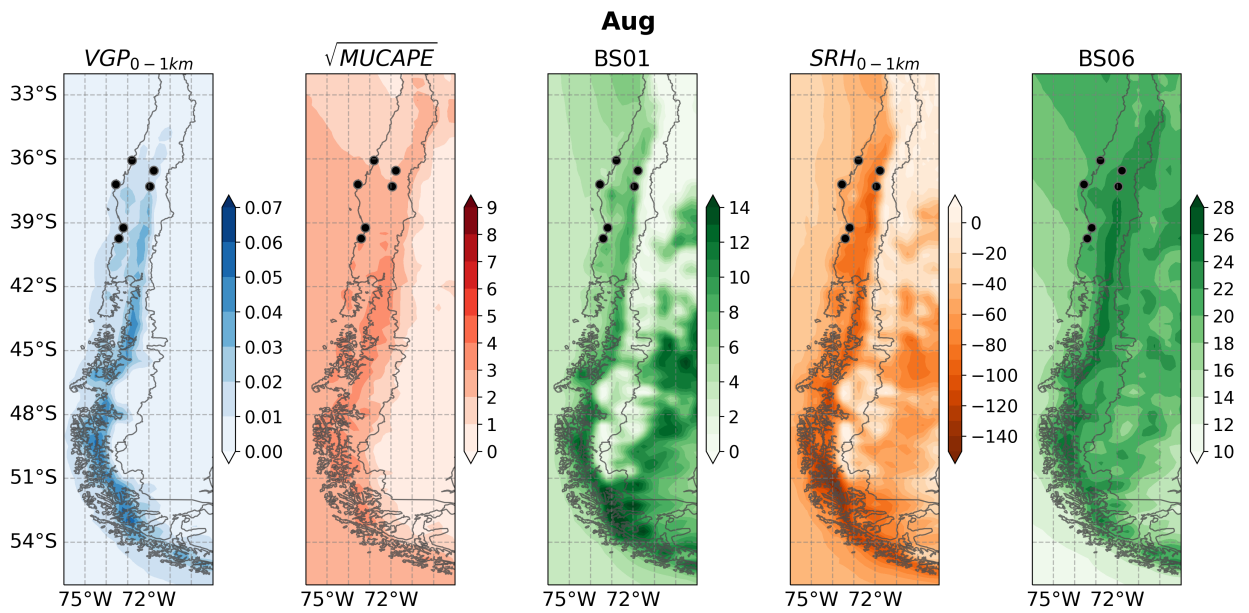


Figura A.13: Como en A.6, pero en Agosto.

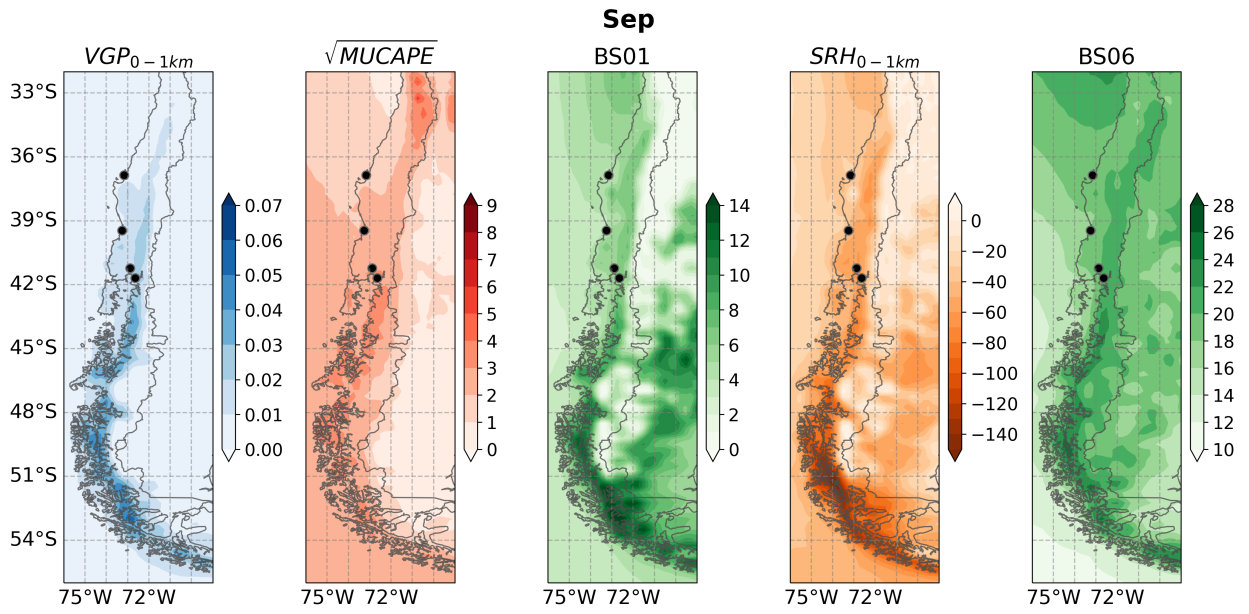


Figura A.14: Como en A.6, pero en Septiembre.

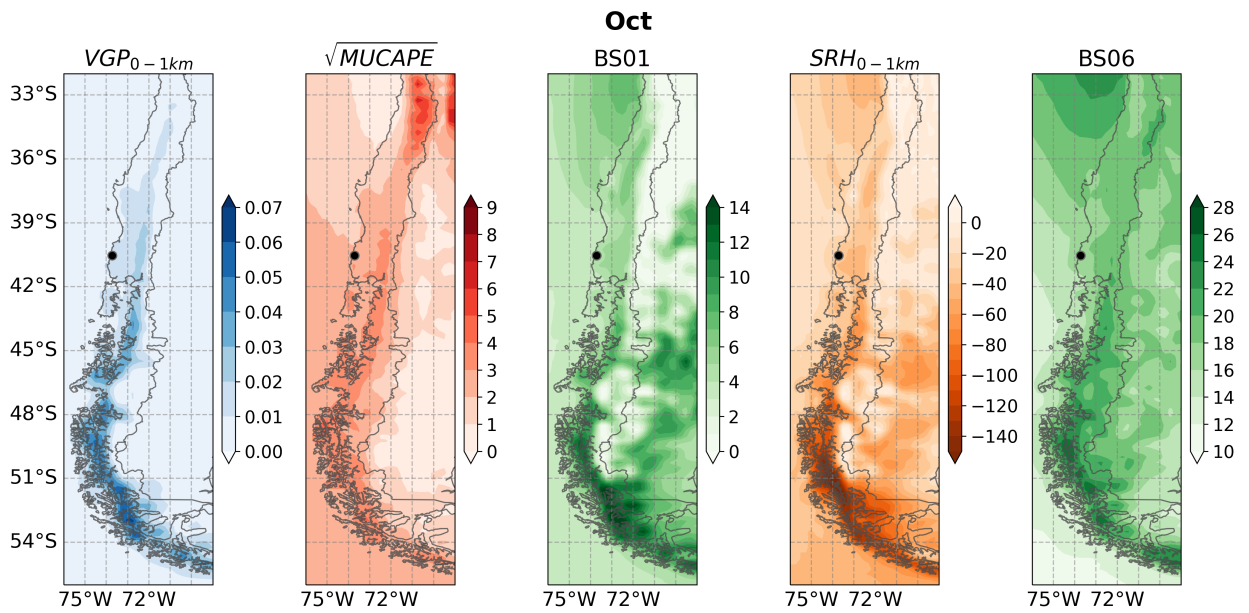


Figura A.15: Como en A.6, pero en Octubre.

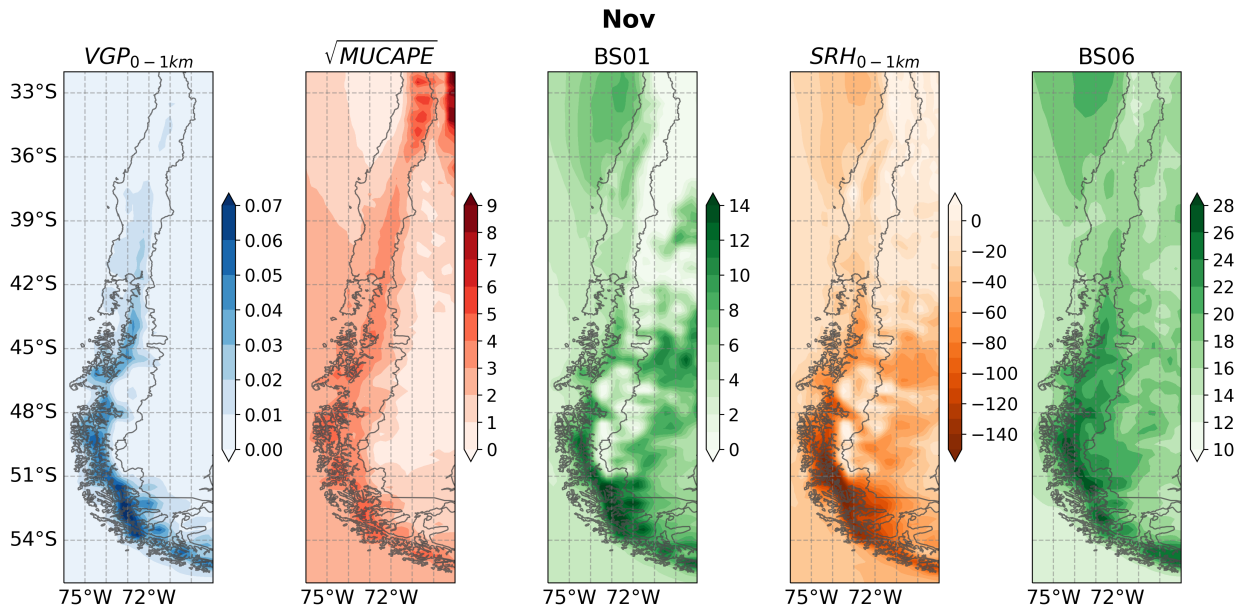


Figura A.16: Como en A.6, pero en Noviembre.

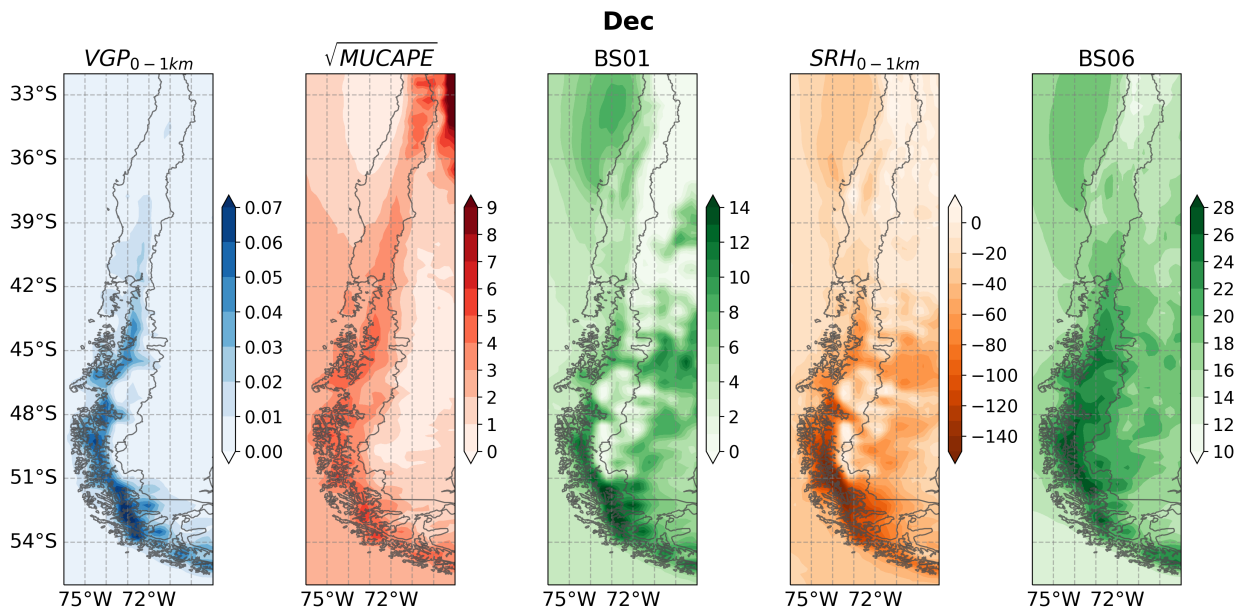


Figura A.17: Como en A.6, pero en Diciembre.

A.3. Ciclos anuales con percentiles

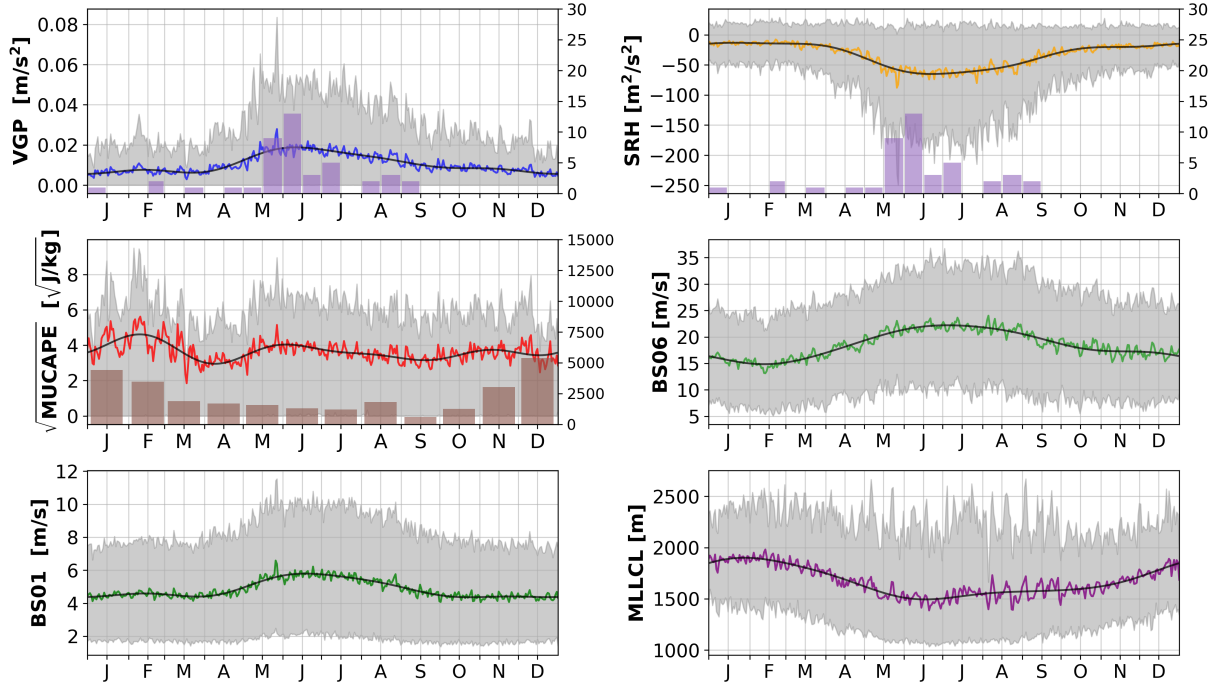


Figura A.18: Como en 4.1, con el área entre el percentil 10 y percentil 90 sombreado para cada variable graficada.

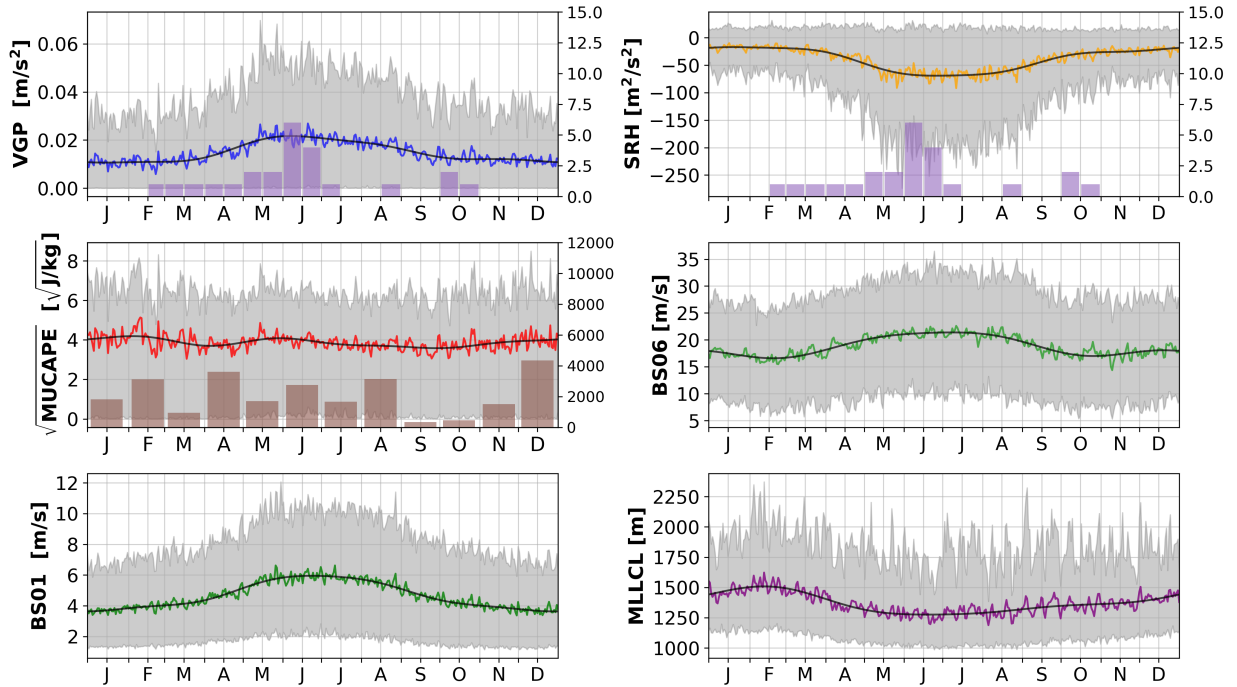


Figura A.19: Como en A.18, pero para Box 2.

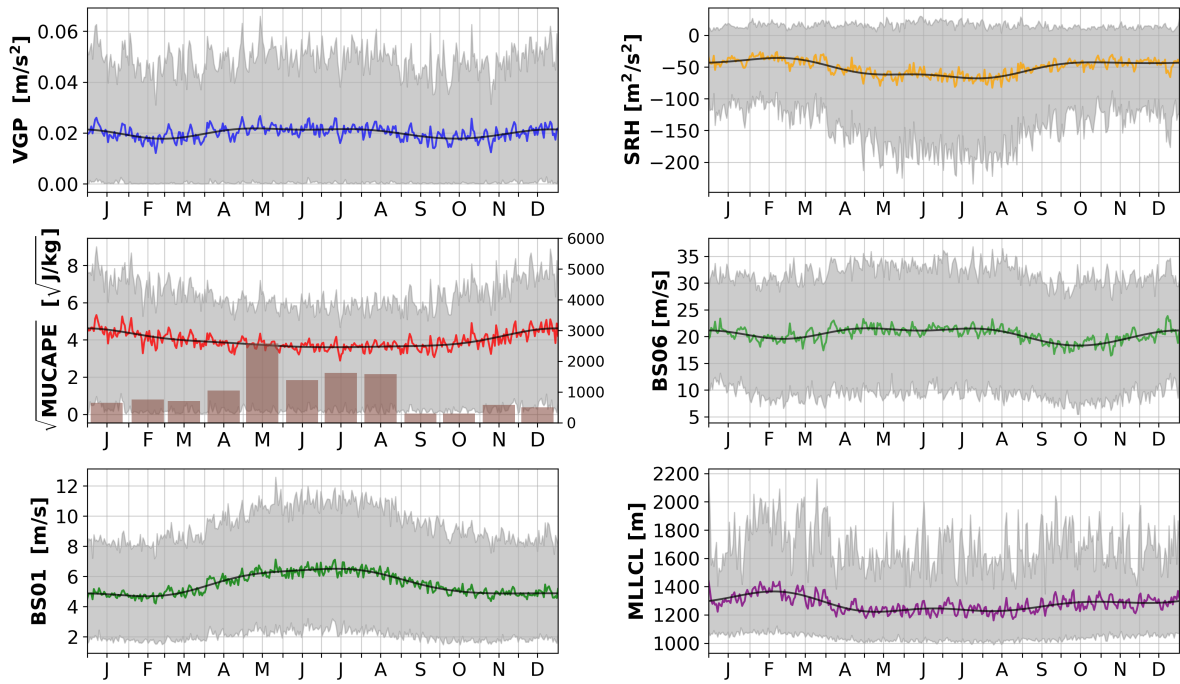


Figura A.20: Como en A.18, pero para Box 3.

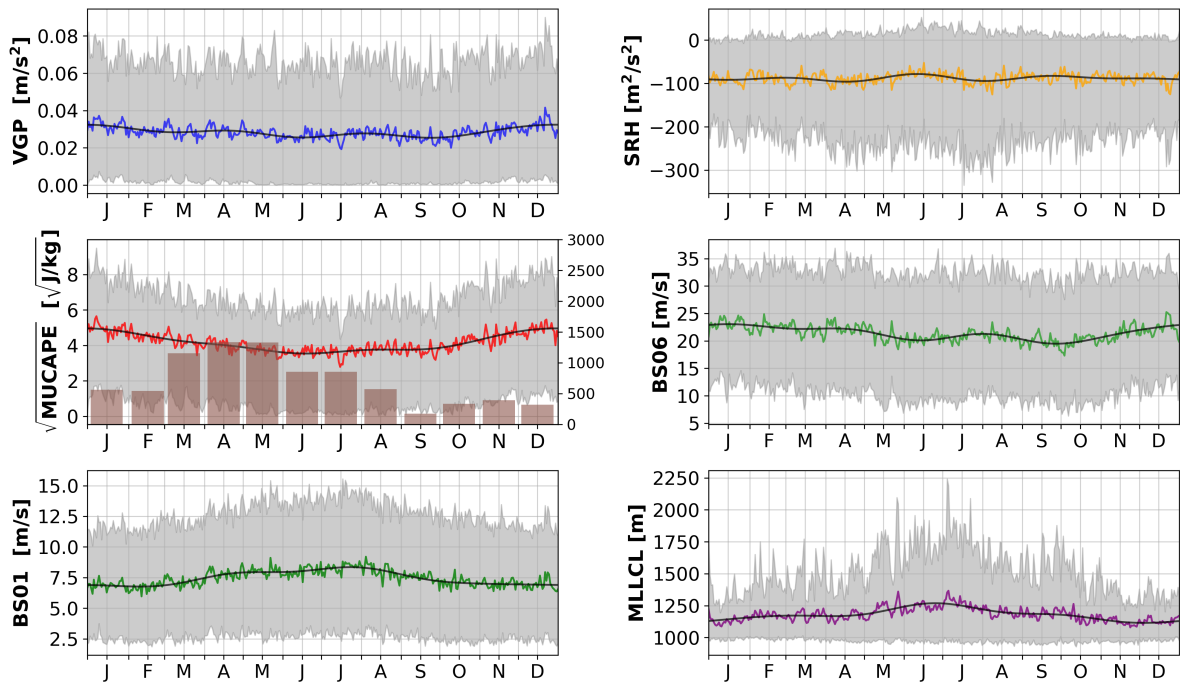


Figura A.21: Como en A.18, pero para Box 4.

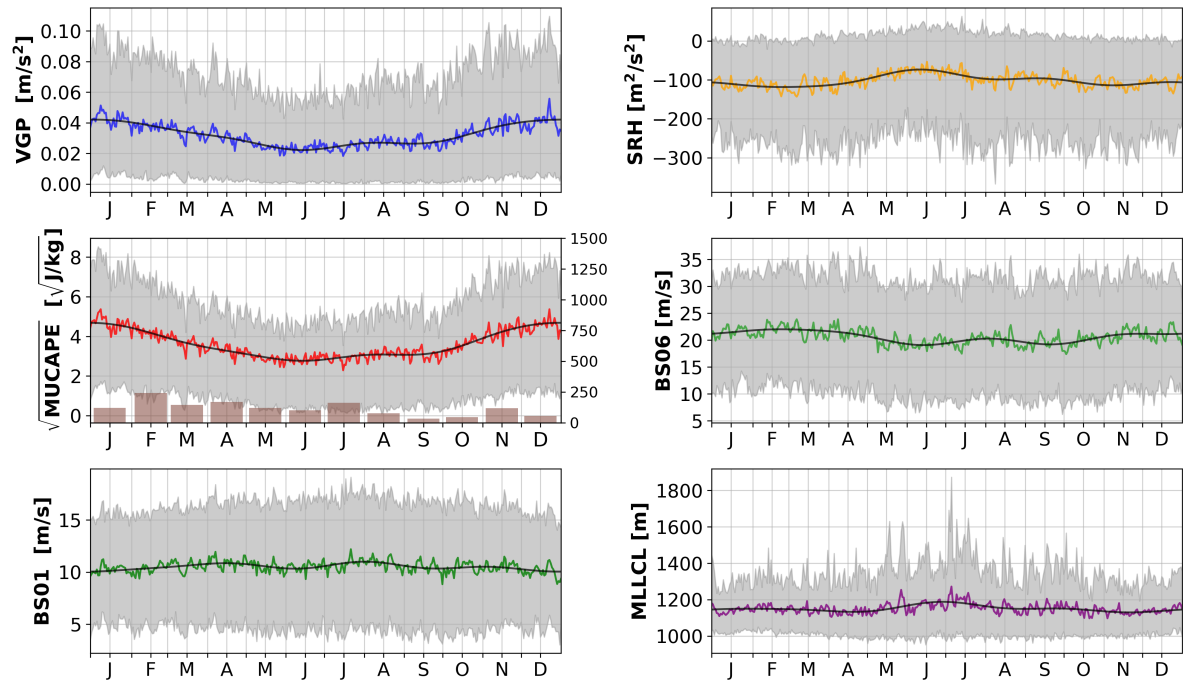


Figura A.22: Como en A.18, pero para Box 5.