

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



**Climatología de Patrones Sinópticos de Viento en Chile Central:  
Anomalías Atmosféricas Asociadas y  
Fluctuaciones Temporales**

Andrés Martínez Olivares

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico

Marzo 2014

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

**Climatología de Patrones Sinópticos de Viento en Chile Central,  
Anomalías Atmosféricas Asociadas y  
Fluctuaciones Temporales**

**Andrés Martínez Olivares**

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

Profesor guía:

Dr. Aldo Montecinos

Comisión:

Dr. Ali Belmadani

Dr. Oscar Pizarro



Marzo 2014



*Dedicado a mis padres y a mis pequeños ridículos,  
a quienes tanto quiero y amo.*

# Agradecimientos

Agradezco a mi familia. A mis padres por todo el cariño, la paciencia, el esfuerzo de tantos años, el ánimo, los consejos y el amor. Gracias por incentivar me desde niño a estudiar, a seguir mis sueños, a no rendirme jamás. A mis hermanos les agradezco todo el cariño, el amor, las alegrías y esa vitalidad e imaginación que sólo los niños poseen.

Gracias a mis amigos, con quienes compartimos un sin fin de historias y anécdotas, dignas de ser escritas en un libro. Cattyta, Alondriwi, Agurto, Pollo, Diego, Carlos Felipe, Mago y Kury... Recordaré siempre esas intensas jornadas de estudio en los mas diversos lugares, las tardes de cervezas heladas, las noches de fiestas memorables y juntas, los días de relajo en los pastos, las marchas y movilizaciones, las discusiones, las diferencias y los consejos grupales. Gracias por la diversidad, la tolerancia y, por sobretodo, la linda amistad. Gracias a mi polola, que pese al poco tiempo, me ayudó a encontrar calma en momentos difíciles.

Agradezco a mi profesor guía, Aldo Montecinos, por todos los consejos, el apoyo, la confianza, las veces que trabajamos juntos, y la paciencia de guiar y revisar este trabajo.

Agradecimientos al **proyecto Fondecyt 1131092 Downslope Andean Winds in Southern-Central Chile**, por aportar los recursos necesarios para la realización de este trabajo.

Agradezco a mis compañeros, quienes siempre entregaron palabras de apoyo y ánimo. Gracias a ellos, a los profesores y personal no docente del **DGEO**, quienes hacen de la carrera de Geofísica una familia, con un ambiente grato, cercano y de hermandad... Espero que esa relación perdure en el tiempo.

Gracias a la **UdeC**... Por existir y haberme permitido estudiar en la universidad más hermosa de todo el país. Un lugar donde se aprende mucho más que sólo ciencia o humanidades...

# Resumen

El presente estudio es una climatología sinóptica a partir del campo de vientos de Chile (entre las latitudes 24 y 53°S, y las longitudes 98 y 65°W), para lograr identificar patrones recurrentes de circulación, así como sus condiciones meteorológicas asociadas. Como objetivo específico se plantea lograr la identificación de patrones sinópticos que presenten condiciones similares a las descritas para el viento Foehn en la región centro-sur de Chile.

La metodología considera el empleo de campos meteorológicos del modelo **NCEP-CFSR** de algunas variables meteorológicas relevantes, en 4 niveles verticales de presión (1000, 850, 700 y 500[hPa]). En primer lugar, se obtienen los campos de promedios y anomalías diarias, siendo necesario obtener además el campo climatológico diario. A partir de lo anterior, se estudian las condiciones estacionales de los vientos superficiales y del perfil meridional de **u** y **v** a lo largo de la costa. Se observa que el sistema de circulación, de manera general, se mueve de acuerdo al desplazamiento norte-sur y de la intensificación-debilitamiento del anticiclón subtropical del Pacífico Sur. En el perfil meridional, se identifica la presencia del jet costero superficial y la evolución de los flujos del oeste en altura.

En segundo lugar, se aplica el **Análisis de Componentes Principales Combinadas** sobre los campos de anomalías de **u** y **v**, considerando su estructura vertical. Se obtienen tres modos independientes que explican cerca del 70 % de la varianza total, los que presentan una estructura esencialmente barotrópica. Estos modos representan gran parte de la circulación anticiclónica y ciclónica en latitudes medias.

En tercer lugar, se aplica el algoritmo de agrupamiento **K-means** sobre la dispersión de valores de las 3 primeras componentes principales. Se definen 16 clases, de las cuales 8 sirven para identificar patrones sinópticos a partir de las combinaciones de los valores mayores de las componentes principales. Las clases recurrentes representan un 44 % del total de días de estudio, presentando en su mayoría estructuras anticiclónicas. Los patrones obtenidos presentan varios rangos estudiados por distintos autores, siendo dos los que reúnen características de eventos Foehn sobre Chile central.

Finalmente, se analizan las series de tiempo del número de eventos mensuales de cada patrón, revisando su evolución temporal, estacionalidad, tendencia interanual y su relación con índices climáticos. Se concluye que, en general, no existe relación con ninguno de los índices considerados. Además, se observa que cada serie de tiempo evidencia una cuasi-periodicidad de 7 a 12 años, donde algunos patrones muestran una tendencia estacional significativa a la disminución.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>III</b>
<b>Índice General</b>	<b>V</b>
<b>Índice de Figuras</b>	<b>VII</b>
<b>Índice de Cuadros</b>	<b>X</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	2
1.1.1. Modelos Numéricos con Alta Resolución Espacial . . . . .	3
1.2. Marco Teórico . . . . .	4
1.2.1. Los Vientos del Este en la Costa Oeste Subtropical de Sudamérica . .	4
1.3. Preguntas, objetivos e hipótesis . . . . .	6
1.3.1. Preguntas . . . . .	6
1.3.2. Objetivos . . . . .	6
1.3.2.1. Objetivo General . . . . .	6
1.3.2.2. Objetivo Específico . . . . .	6
1.3.3. Hipótesis . . . . .	6
<b>2. Metodología</b>	<b>7</b>
2.1. Datos . . . . .	7
2.2. Análisis . . . . .	8
<b>3. Resultados</b>	<b>10</b>
3.1. Climatología de Vientos en Superficie . . . . .	10
3.1.1. Verano . . . . .	10
3.1.2. Otoño . . . . .	11
3.1.3. Invierno . . . . .	11
3.1.4. Primavera . . . . .	12
3.2. Análisis de Componentes Principales Combinadas . . . . .	13
3.2.1. Primera Componente Principal . . . . .	13
3.2.2. Segunda Componente Principal . . . . .	14

3.2.3. Tercera Componente Principal . . . . .	15
3.3. Análisis de Clustering . . . . .	16
3.3.1. Identificación de Clases . . . . .	16
3.3.2. Compuestos . . . . .	17
3.3.2.1. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 1 . . . . .	17
3.3.2.2. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 2 . . . . .	18
3.3.2.3. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 1 . . . . .	20
3.3.2.4. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 2 . . . . .	22
3.3.2.5. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 3 . . . . .	23
3.3.2.6. Anticiclón Fuerte, Desplazado Hacia el Sur de 35°S . . . . .	24
3.3.2.7. Sistema Frontal o Ciclón, tipo 1 . . . . .	25
3.3.2.8. Sistema Frontal o Ciclón, tipo 2 . . . . .	26
3.4. Análisis de Tendencias Temporales . . . . .	28
3.4.1. Tendencias Temporales . . . . .	28
3.4.2. Variabilidad Interanual y Climatología Mensual . . . . .	30
3.4.3. Relaciones con Algunos Índices Climáticos . . . . .	35
<b>4. Discusión e Interpretación</b>	<b>36</b>
4.1. Climatología Estacional de Vientos . . . . .	36
4.1.1. Viento en Superficie . . . . .	36
4.1.2. Perfil Costero Vertical Climatológico . . . . .	37
4.2. Componentes Principales . . . . .	38
4.3. Clustering . . . . .	40
4.4. Compuestos . . . . .	41
4.4.1. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 1 . . . . .	41
4.4.2. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 2 . . . . .	42
4.4.3. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 1 . . . . .	43
4.4.4. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 2 . . . . .	44
4.4.5. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 3 . . . . .	45
4.4.6. Anticiclón Fuerte, Desplazado Hacia el Sur de 35°S . . . . .	46
4.4.7. Ciclón o Sistema Frontal, tipo 1 . . . . .	47
4.4.8. Ciclón o Sistema Frontal, tipo 2 . . . . .	48
4.5. Evolución temporal y Cambio Climático . . . . .	49
4.6. Metodología Alternativa . . . . .	50
4.7. Observaciones Respecto al Producto NCEP-CFSR . . . . .	52
<b>5. Conclusiones</b>	<b>53</b>
<b>Catálogo de Figuras</b>	<b>56</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>123</b>

# Índice de figuras

1.	Área de estudio . . . . .	56
2.	Viento climatológico horizontal superficial, durante verano . . . . .	57
3.	Perfiles meridionales de viento climatológico costero, durante verano . . . . .	58
4.	Viento climatológico horizontal superficial, durante otoño . . . . .	59
5.	Perfiles meridionales de viento climatológico costero, durante otoño . . . . .	60
6.	Viento climatológico horizontal superficial, durante invierno . . . . .	61
7.	Perfiles meridionales de viento climatológico costero, durante invierno . . . . .	62
8.	Viento climatológico horizontal superficial, durante primavera . . . . .	63
9.	Perfiles meridionales de viento climatológico costero, durante primavera . . . . .	64
10.	Varianza explicada por los modos del análisis de <b>CEOF</b> . . . . .	65
11.	Mapa de correlación del primer modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>u</b> . . . . .	66
12.	Mapa de correlación del primer modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>v</b> . . . . .	67
13.	Primera Componente Principal . . . . .	68
14.	Mapa de correlación del segundo modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>u</b> . . . . .	69
15.	Mapa de correlación del segundo modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>v</b> . . . . .	70
16.	Segunda Componente Principal . . . . .	71
17.	Mapa de correlación del tercer modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>u</b> . . . . .	72
18.	Mapa de correlación del tercer modo de <b>CEOF</b> , para componente <b>v</b> . . . . .	73
19.	Tercera Componente Principal . . . . .	74
20.	Compuesto de <b>SLP</b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	75
21.	Compuesto de $\omega$ , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	75
22.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	76
23.	Compuesto de viento horizontal superficial, primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	76
24.	Compuesto de <b>u</b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	77
25.	Compuesto de <b>v</b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	77
26.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	78
27.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , primer patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	79
28.	Compuesto de <b>SLP</b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	80
29.	Compuesto de $\omega$ , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	80
30.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	81
31.	Compuesto de viento horizontal superficial, segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	81

32.	Compuesto de <b>u</b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	82
33.	Compuesto de <b>v</b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	82
34.	Compuesto anomalía de <b>T</b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	83
35.	Compuesto anomalía de <b>HR</b> , segundo patrón de <b>ACDPSC</b> . . . . .	84
36.	Compuesto de <b>SLP</b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	85
37.	Compuesto de $\omega$ , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	85
38.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	86
39.	Compuesto de viento horizontal superficial, primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	86
40.	Compuesto de <b>u</b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	87
41.	Compuesto de <b>v</b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	87
42.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	88
43.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , primer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	89
44.	Compuesto de <b>SLP</b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	90
45.	Compuesto de $\omega$ , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	90
46.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	91
47.	Compuesto de viento horizontal superficial, segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	91
48.	Compuesto de <b>u</b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	92
49.	Compuesto de <b>v</b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	92
50.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	93
51.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , segundo patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	94
52.	Compuesto de <b>SLP</b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	95
53.	Compuesto de $\omega$ , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	95
54.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	96
55.	Compuesto de viento horizontal superficial, tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	96
56.	Compuesto de <b>u</b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	97
57.	Compuesto de <b>v</b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	97
58.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	98
59.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , tercer patrón de <b>ACFPSC</b> . . . . .	99
60.	Compuesto de <b>SLP</b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	100
61.	Compuesto de $\omega$ , patrón de <b>AR</b> . . . . .	100
62.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	101
63.	Compuesto de viento horizontal superficial, patrón de <b>AR</b> . . . . .	101
64.	Compuesto de <b>u</b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	102
65.	Compuesto de <b>v</b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	102
66.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	103
67.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , patrón de <b>AR</b> . . . . .	104
68.	Compuesto de <b>SLP</b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	105
69.	Compuesto de $\omega$ , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	105
70.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	106
71.	Compuesto de viento horizontal superficial, primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	106

72.	Compuesto de <b>u</b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	107
73.	Compuesto de <b>v</b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	107
74.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	108
75.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , primer patrón de <b>CSF</b> . . . . .	109
76.	Compuesto de <b>SLP</b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	110
77.	Compuesto de $\omega$ , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	110
78.	Compuesto de <b>PP<sub>rate</sub></b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	111
79.	Compuesto de viento horizontal superficial, segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	111
80.	Compuesto de <b>u</b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	112
81.	Compuesto de <b>v</b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	112
82.	Compuesto de anomalía de <b>T</b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	113
83.	Compuesto de anomalía de <b>HR</b> , segundo patrón de <b>CSF</b> . . . . .	114
84.	Evolución interanual y climatología mensual de primer patrón de <b>ACDPSC</b>	115
85.	Evolución interanual y climatología mensual de segundo patrón de <b>ACDPSC</b>	116
86.	Evolución interanual y climatología mensual de primer patrón de <b>ACFPSC</b>	117
87.	Evolución interanual y climatología mensual de segundo patrón de <b>ACFPSC</b>	118
88.	Evolución interanual y climatología mensual de tercer patrón de <b>ACFPSC</b> .	119
89.	Evolución interanual y climatología mensual del patrón de <b>AR</b> . . . . .	120
90.	Evolución interanual y climatología mensual de primer patrón de <b>CSF</b> . . .	121
91.	Evolución interanual y climatología mensual de segundo patrón de <b>CSF</b> . . .	122

# Índice de cuadros

3.1. Porcentaje de días correspondientes a cada patrón externo . . . . .	16
3.2. Tendencia temporal de la serie anual de número de eventos por estación . . .	28
3.3. Significancia de las tendencias temporales de cada patrón . . . . .	29
3.4. Promedios mensuales de números de eventos por cada clase . . . . .	34
3.5. Correlaciones entre series de número de eventos mensuales e índices climáticos	35
4.1. Método de trayectorias para identificación de patrones sinópticos . . . . .	51

# Capítulo 1

## Introducción

El régimen de vientos superficiales en Chile está dominado básicamente por la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico sur oriental en el norte, y la circulación de latitudes medias en el sur (Miller 1976). Hacia el norte predomina el viento sur a lo largo de la costa, el cual favorece la generación de surgencia en distintas zonas (Pizarro *et al.* 1994; Moraga *et al.* 2001; Kelly y Blanco 1984). Hacia el sur, siguiendo la costa, el viento sur se debilita, dando paso a los flujos del oeste, los cuales arrastran aire húmedo y frío desde el océano. Los cambios en los vientos superficiales, a escala sinóptica e interestacional, están dados por el movimiento norte-sur del anticiclón subtropical, el paso de altas migratorias, y el paso de sistemas frontales (Miller 1976), estructuras que están dominadas básicamente por la variabilidad estacional de la celda de Hadley (Quan *et al.* 2004).

Pese a su importancia, los estudios de viento en Chile son escasos, respondiendo en cierto modo a la poca disponibilidad de observaciones a lo largo del territorio. Las investigaciones realizadas se centran en los vientos superficiales cercanos a la costa, no habiendo estudios respecto al comportamiento de la circulación de los vientos sobre el territorio, o a la evolución del perfil meridional o zonal. Este último punto es importante si se quiere entender el efecto de la subsidencia, o el comportamiento de vientos que descienden desde las alturas de la Cordillera de los Andes.

Los vientos descendentes del este son flujos de aire que provienen desde la ladera de sotavento de la Cordillera de Los Andes (Brinkmann 1971), los cuales se desplazan sobre el territorio chileno. En superficie, son descritos como una leve brisa cálida y seca, comportamiento que se asemeja al descrito para los vientos Foehn (Hoinka 1985). A lo largo del país estos vientos han recibido distintos nombres. En el norte, entre Vicuña y el Valle del Elqui, reciben el nombre de “Terral”, debido a la gran cantidad de polvo que levantan durante el invierno. En la zona central, en el valle del río Maipo, se les denomina “Raco” (Rutllant and Garreaud 2004), lugar de donde se cree que proceden. En la zona centro-sur del país se les llama “Puelche”, palabra que viene del mapudungun y que significa “gente del este”.

En esta zona, el “Puelche” es bien aprovechado por los habitantes cordilleranos, pues sus casas las construyen con la entrada en dirección este, para aprovechar la brisa cálida que baja desde los valles, y así evitar los vientos fríos del oeste y las lluvias. En el mundo, estos flujos montañosos reciben distintos nombres: Foehn de los Alpes suizos (Hoinka 1985), Zondas en Argentina, Santa Ana de California (Conil and Hall 2005), Chinook de las Montañas Rocosas, en Estados Unidos, entre otros.

Los vientos del este son de especial relevancia, ya que en superficie producen condiciones propicias para la generación de incendios forestales (Viscarra A., com. per.) o eventos de ablación en glaciares y derretimiento de nieves en la cordillera (Burger 2012). Para lograr caracterizar y entender estos flujos, se hace necesario realizar un estudio sinóptico y climatológico del campo de vientos y su estructura vertical, considerando gran parte del territorio nacional.

## 1.1. Antecedentes

En California, Estados Unidos, se producen los vientos “Santa Ana”. La zona se caracteriza por poseer un terreno bastante heterogéneo, con presencia de una gran zona desértica, un cordón montañoso y amplias planicies litorales. Los vientos poseen gran variabilidad, sin embargo, se destacan los Santa Ana de invierno, por ser intensos, cálidos y muy secos (Somers 1978; Raphael 2003). Estos flujos invernales del este se alimentan del aire que hay en el interior de la zona árida del oeste de Estados Unidos, provocando condiciones de extrema sequedad a lo largo de toda la costa sur de California. La situación anterior hace que los inviernos de la zona puedan ir desde prolongadas precipitaciones, que provocan inundaciones (Cannon 2001), hasta días de brisa muy cálida y seca (Westerling *et al.* 2004).

El caso chileno es parecido a lo que ocurre en California, puesto que en ambos existe una cadena montañosa, desde la cual se proyectan flujos de aire cálido en dirección este. Además, en ambos casos los vientos son contrarios al flujo climatológico zonal. El origen de los vientos “Santa Ana”, de acuerdo a resultados obtenidos por una simulación numérica de Conil and Hall (2005), son altas presiones migratorias superficiales que se sitúan sobre la Gran Cuenca del oeste de los Estados Unidos, las que generan un gradiente de presión que fuerza un flujo superficial saliente de aire, el cual desciende desde la Gran Cuenca, por los valles, hacia la zona costera de California.

### 1.1.1. Modelos Numéricos con Alta Resolución Espacial

Conil and Hall (2005) estudiaron los vientos Santa Ana mediante la implementación del modelo atmosférico **MM5**, logrando identificar en primera instancia la variabilidad general de los vientos para la estación de invierno. La implementación del modelo contempló el uso de 23 niveles verticales, usando tres dominios anidados con 54, 18 y 6[*km*] de resolución. Mediante la aplicación de análisis de componentes principales sobre el campo anomalías de viento se obtiene la variabilidad general de la circulación. Sin embargo, Conil and Hall (2005) señalan que este análisis suprime los vientos Santa Ana, pues no poseen una variabilidad sinóptica bien definida dentro de los modos encontrados. Sobre las dos primeras componentes principales se aplica un análisis de clustering, con el cual se observa tres regímenes principales de viento, los cuales explican la variabilidad climática invernal de la zona. Se demuestra además que la topografía de la zona juega un rol importante, potenciando el flujo dependiendo del nivel de pendiente de la zona.

A partir de su trabajo, Conil and Hall (2005) concluyen que la implementación de un modelo numérico de alta resolución es necesaria, puesto que el comportamiento de los vientos de interés posee una relación ambigua con los modos primarios de la variabilidad de gran escala. Así, la modelación numérica y los datos de alta resolución son una herramienta necesaria para poder comprender y predecir la variabilidad de los vientos de la zona.

Debido a las semejanzas entre las zonas de estudio, la metodología propuesta por Conil and Hall (2005) parece ser ideal para lograr estudiar la climatología sinóptica de las condiciones de los vientos sobre Chile. Una alternativa al empleo de modelos numéricos como **WRF** o **MM5**, son los datos del modelo de reanálisis **NCEP-CFSR** (Saha *et al.* 2010), los que poseen una resolución espacial mejorada respecto a otros productos, además de contener más de 30 años de información.

## 1.2. Marco Teórico

Respecto a los vientos del este en Chile, es necesario diferenciarlos de otros regímenes conocidos. Los vientos que se producen por calentamiento o enfriamiento de las laderas de las montañas, respondiendo al ciclo diario, se les denomina brisas de valle-montaña. Se distinguen de la categoría anterior los vientos anabáticos y catabáticos, los primeros corresponden a flujos ascendentes (hacia la cima) de aire generados por el calentamiento de las ladera de las montañas, en cambio, los flujos catabáticos son producidos por descenso de aire desde la cima de las montañas a los valles (Markowski and Richardson 2010). El régimen de circulación de vientos que se pretende identificar en este trabajo obedece a forzantes sinópticos, siendo flujos descendentes cálidos y secos, que no alcanzan necesariamente la superficie.

El desarrollo de los vientos que se pretende identificar esta fuertemente ligado a la topografía (Whiteman 2000). Generalmente proceden desde las laderas de sotavento, generando condiciones secas y cálidas, debido a la compresión adiabática producida (Brinkmann 1971; Whiteman 2000).

Algunos de los vientos del este en el mundo se les ha estudiado de acuerdo a la intensidad que pueden alcanzar en superficie, debido a que significan un peligro para el área afectada, como los vientos Santa Ana (Conil and Hall 2005). Sin embargo, de acuerdo a la definición de la World Meteorological Organization (WMO), la velocidad no es un atributo a considerar para estos eventos (WMO 1992). Se ha observado que la magnitud de los flujos descendentes decae conforme se alejan de las montañas (Quaile 2001), siendo percibidos como un leve incremento de la temperatura superficial, como es el caso de los Foehn en los Alpes, donde la velocidad decae a casi un 60 % a 70Kms de distancia de las montañas (Hoinka 1985). De lo anterior, se concluye que para los eventos Foehn, y sus similares en todo el mundo, la manera de identificarlos es mediante la observación de cambios abruptos en temperatura, humedad relativa, temperatura de punto de rocío, y los vientos superficiales que bajan desde los valles.

### 1.2.1. Los Vientos del Este en la Costa Oeste Subtropical de Sudamérica

En la costa oeste subtropical de Sudamérica, específicamente en la zona norte y centro de Chile, se producen los eventos sinópticos denominados vaguadas costeras. Un modelo conceptual que explica su generación, propuesto por Garreaud *et al.* (2002), establece que para su formación es necesario el paso de un anticiclón migratorio por sobre el continente, el cual se aproxima al sur pasando por 40°S aproximadamente. El paso de esta estructura de altas presiones produce que el viento superficial, dominante del sur, se ajuste geostroficamente al campo de presión. Los vientos son forzados a salir desde la costa hacia el océano, produciendo

flujos con componente este del viento. Para compensar el volumen de aire desplazado, por conservación de la masa, la condición que parece acomodarse mejor es el desarrollo de vientos descendentes sobre la cordillera, lo que generaría compresión adiabática, y posteriormente, la caída generalizada de la presión superficial.

El mecanismo descrito anteriormente también explica la formación sinóptica de los jets costeros superficiales. Garreaud and Muñoz (2005) muestran que estas estructuras poseen la misma variabilidad sinóptica que las vaguadas costeras. Muñoz and Garreaud (2005) tras un análisis que incluye balance de momentum y temperatura, para las componentes zonal y meridional, establecen como modelo conceptual lo siguiente: El paso de altas migratorias por el sur del continente generan vientos salientes desde la costa, los cuales son compensados por vientos descendentes de la cordillera, los que son responsables de la generación de una baja presión superficial entre la costa y la cordillera del territorio chileno, esta estructura genera un gradiente de presión meridional que fuerza la generación de un jet fuera de la costa con componente sur.

Garreaud *et al.* (2002) señala que previo a la formación de la vaguada costera, la capa de estratocúmulos predominante en la zona norte del país se aleja de la costa, generando cielos despejados. Lo anterior se explica mediante la incorporación de aire descendente sobre los valles de la zona norte y central de Chile, lo que provoca que la Capa Límite Marina (**CLM** o **MBL**, por sus siglas en inglés), que permanece sobre costas y valles, se contraiga. Debido a que los estratocúmulos corresponden al tope de la **CLM**, se entiende que estos se moverán conforme al desplazamiento de esta capa. Se puede inferir también que el movimiento o desaparición de la **CLM** sobre el continente dependerá de la intensidad con que se manifiestan los flujos del este y la compresión adiabática.

Hacia el centro y sur del país, área de estudio de este trabajo, los vientos del este también serían generados por este mecanismo, sin embargo, en esta zona el gradiente meridional de presión sería el que juega un rol más importante, forzando a los vientos a adquirir una componente este.

## 1.3. Preguntas, objetivos e hipótesis

### 1.3.1. Preguntas

Tras todos los antecedentes expuestos anteriormente, algunas preguntas claves que quedan por responder son: ¿Qué profundidad alcanzan estos vientos sobre territorio chileno, penetrarán en la CLM?, ¿Cuáles son sus condiciones atmosféricas asociadas, producirán secamiento y altas temperaturas en todos los niveles de la atmósfera?, ¿En qué escala de tiempo fluctúan estos regímenes de viento?

### 1.3.2. Objetivos

#### 1.3.2.1. Objetivo General

Realizar un estudio basado en productos de reanálisis de alta resolución, para caracterizar el comportamiento espacial y temporal de patrones de circulación recurrentes, sobre la zona central y centro-sur de Chile.

#### 1.3.2.2. Objetivo Específico

- Obtener una climatología estacional del campo de vientos superficiales y perfil vertical costero.
- Identificar modos principales de variabilidad, para posteriormente obtener patrones sinópticos de circulación tridimensionales. Identificar configuraciones recurrentes, tendencias temporales y climatologías asociadas.
- Identificar qué patrones presentan una condición similar a la descrita para los vientos Foehn. Comprobar condiciones sinópticas y discutir acerca de su desarrollo sobre el territorio chileno.
- Estudiar la relación de los diversos patrones sinópticos encontrados con índices climáticos.

### 1.3.3. Hipótesis

Los patrones tridimensionales del viento muestran que en solo algunos casos se desarrollan vientos del este sobre el centro-sur de Chile, los que se mantienen por sobre la CLM.

# Capítulo 2

## Metodología

### 2.1. Datos

Con el objetivo de estudiar la estructura climatológica espacial del viento, es necesario emplear datos extraídos desde el modelo **Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)**, perteneciente a **National Center for Environmental Prediction (NCEP)**. Este modelo consta de 64 niveles verticales sigma y cobertura horizontal mundial de variadas resoluciones, además, posee 4 salidas diarias (00, 06, 12 y 18 UTC) de pronóstico para diversas variables meteorológicas (Saha *et al.* 2010). El periodo de tiempo empleado para este estudio va desde enero de 1979 a diciembre de 2010, tiempo total disponible de las salidas del modelo.

Las variables atmosféricas escogidas para la realización de este estudio son: componente zonal de velocidad ( $\mathbf{u}$ , en  $[\frac{m}{s}]$ ), componente meridional de velocidad ( $\mathbf{v}$ , en  $[\frac{m}{s}]$ ), componente vertical de velocidad ( $\omega$ , en  $[\frac{hPa}{s}]$ ), humedad relativa (**HR**, en [%]), temperatura (**T**, en  $[^{\circ}C]$ ), presión a nivel del mar (**SLP**, en  $[hPa]$ ), tasa de agua precipitada (**PP<sub>rate</sub>**, en  $[\frac{mm}{s}]$ ) y altura geopotencial en 500[hPa] (**GH<sub>500</sub>**, en  $[km]$ ).

La resolución horizontal escogida es de  $0.5^{\circ}$  ( $\sim 55km$ ). El área de estudio, para la cual se extraen los campos de datos de cada variable, se encuentra entre las latitudes 24 y  $53^{\circ}S$ , y las longitudes 98 y  $65^{\circ}W$ , tal como aparece señalado en la **Figura 1**. Sobre esta zona, 4 niveles de presión vertical son escogidos: 1000, 850, 700 y 500[hPa]. Además, se considera también utilizar las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  de velocidad a 10 metros sobre la superficie.

Se realizan promedios diarios de todos los campos, para lo que se debe considerar el huso horario de Chile de UTC-4. Los promedios diarios se obtienen identificando las cuatro horas de datos pertenecientes a un mismo día, con los campos de esas horas se realiza una media temporal. Esta media permite calcular los promedios diarios robustos, los que representan la condición media para cada día del año. El campo resultante es suavizado temporalmente con una media móvil de 11 días.

Para las variables de viento horizontal, humedad relativa y temperatura, es necesario obtener la anomalía diaria. Este campo se consigue realizando la diferencia entre el promedio diario y el promedio diario robusto, cuidando que la resta se haga para los mismos días del año. Considerando que  $\mathbf{i}$  representa cada día del año,  $\mathbf{X}$  es la serie de tiempo para un punto de grilla del promedio diario, y  $\overline{\mathbf{X}}$  es el promedio diario robusto para el mismo punto, entonces la anomalía diaria esta dada por la **Ecuación 2.1**:

$$X'_i = X_i - \overline{X}_i \quad (2.1)$$

## 2.2. Análisis

El primer análisis consiste en la obtención de la climatología estacional de vientos. Se calcula el campo climatológico, por cada estación del año, del viento horizontal superficial, el campo de **SLP**, y el perfil vertical costero de las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$ , realizado sobre una banda de  $1.5^\circ$  de ancho, en la que se aplica una media zonal. Los perfiles verticales obtenidos para cada componente son de carácter meridional.

Basado en el estudio realizado por Conil and Hall (2005), se realiza un análisis de componentes principales (ACP), usando las anomalías de las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  del viento en los 4 niveles de presión, sobre el área enmarcada con líneas rojas en la **Figura 1**. Aplicando funciones empíricas ortogonales combinadas (CEOFs), sobre los campos de anomalías, se obtienen los modos que concentran un cierto porcentaje de la varianza total explicada de la circulación. Junto con los campos de variabilidad, se obtienen las componentes principales (CPs), las cuales representan la evolución temporal de la variabilidad descrita por cada modo.

Se buscan las primeras CPs de los campos de anomalías de  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  en los 4 niveles de presión, que no estén mezcladas de acuerdo a la regla de North *et al.* (1982). Para verificar esta regla, se consideran los grados de libertad del sistema, de acuerdo a las siguientes escalas de variación temporal: sinóptica ( $\mathbf{N} = 2922$ ), submensual ( $\mathbf{N} = 1063$ ), mensual ( $\mathbf{N} = 688$ ), bimensual ( $\mathbf{N} = 334$ ) y estacional ( $\mathbf{N} = 243$ ).

Si es que son independientes de acuerdo a la regla anterior, se emplean las tres primeras componentes principales para realizar el análisis de clustering o agrupamiento. Estas CPs definen un espacio tridimensional de puntos, que corresponden a días en el periodo de estudio, sobre los cuales se aplica el algoritmo de agrupamiento **K-means** (Wilks 2006). Este método no supervisado permite identificar grupos de datos o clusters relativamente homogéneos dentro del espacio definido por las 3 CPs. Se utiliza la distancia euclidiana como criterio de cercanía entre los puntos y los centroides definidos por el algoritmo (MacQueen 1967). El método de

clasificación es aplicado definiendo 16 clases, las cuales serán agrupadas de forma aleatoria, de acuerdo al criterio de cercanía mencionado. Para asegurar convergencia, se utilizan como máximo 50 iteraciones.

Con la identificación anterior, es posible asociar cada día de estudio a un cluster determinado. Los 16 clusters están distribuidos de tal manera que hay 8 mas cercanos al origen de las CPs, mientras que hay otros 8 que están alejados. En el presente estudio, se utilizan los 8 clusters más externos, puesto que representan anomalías de las componentes meridional y zonal del viento más intensas, en los cuatro niveles de presión.

Con los campos de las variables meteorológicas, junto con la identificación de días perteneciente a cada patrón, se realizan compuestos. Dado que se trabaja con promedios y anomalías diarias, los campos compuestos obtenidos representan configuraciones sinópticas recurrentes en la zona de estudio.

Con la identificación de días de cada cluster se obtiene la serie del número de eventos mensuales. Se realizan acumulaciones estacionales y anuales, para efectos de estudiar tendencia interanual, climatología mensual y relación con índices climáticos. Los índices climáticos usados para estudiar alguna relación, basada en la correlación, son: Niño 1+2 ( $\mathbf{N}_{1+2}$ ), Niño 3.4 ( $\mathbf{N}_{3.4}$ ), Niño 3 ( $\mathbf{N}_3$ ), Niño 4 ( $\mathbf{N}_4$ ), Pacific Decadal Oscillation ( $\mathbf{PDO}$ ), Southern Oscillation Index ( $\mathbf{SOI}$ ), Trans-Niño Index ( $\mathbf{TNI}$ ), Interdecadal Pacific Oscillation ( $\mathbf{IPO}$ ) y Antarctic Oscillation ( $\mathbf{AAO}$ ).

Los análisis de tendencias, señalados en el párrafo anterior, son sometidos a test de significancia, donde se emplea el método de Monte Carlo. Este método es aplicado para cada valor de tendencia obtenido, realizando 1000 experimentos por cada uno de ellos.

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Climatología de Vientos en Superficie

#### 3.1.1. Verano

**Figura 2** muestra la climatología del campo de viento horizontal superficial durante verano. El centro del anticiclón del Pacífico subtropical, caracterizado por la zona donde el viento zonal cambia de signo, se posiciona alrededor de  $33^{\circ}\text{S}$ , dirigiendo la circulación de los vientos a su alrededor, afectando gran parte de la costa del país. La posición del anticiclón fuerza vientos con componente este desde  $33^{\circ}\text{S}$  hacia el norte, observándose entre 300 y 500[*km*] fuera de la línea costera. Siguiendo la línea de costa aparece una estructura de jet superficial, la cual se prolonga desde  $37$  a  $28^{\circ}\text{S}$ , alcanzando un máximo relativo en  $30^{\circ}\text{S}$ . Hacia el sur, predomina la circulación de latitudes medias, con una marcada componente zonal positiva. El cambio entre tipos de circulación parece evidenciarse en  $44^{\circ}\text{S}$ , donde el anticiclón deja de afectar a la circulación de los vientos. El campo también muestra una tendencia al aumento en la intensidad los vientos sobre el Océano Pacífico, a medida que las latitudes se vuelven más australes.

El perfil meridional de **u** (**Figura 3**, panel superior) muestra flujos del este saliendo de la costa al norte de  $36^{\circ}\text{S}$  en 850[hPa], y al norte de  $26^{\circ}\text{S}$  en 700[hPa]. Esta componente, forzada por la presencia del anticiclón en esa zona, es débil en comparación con lo ocurrido en latitudes medias, donde los vientos del oeste se hacen más intensos conforme se avanza hacia el sur o se asciende en la vertical. Es durante esta época del año que la circulación de latitudes medias aparece más fortalecida.

El perfil meridional de **v** (**Figura 3**, panel inferior) muestra la presencia de un jet costero superficial de componente sur entre las latitudes señaladas con anterioridad. En niveles superiores, sobre el jet costero a partir de 700 hPa, se observan vientos débiles con componente norte, que alcanzan el nivel de 500 [hPa]. De  $36$  a  $46^{\circ}\text{S}$ , aproximadamente, el viento en niveles superiores tiene componente sur. A partir de  $46^{\circ}\text{S}$  se produce un cambio de signo en

toda la tropósfera media en las costas de Chile, observándose viento climatológico del norte.

### 3.1.2. Otoño

Durante el otoño, el centro del anticiclón subtropical del Pacífico se desplaza hacia el norte, cerca de  $31^{\circ}\text{S}$ , apareciendo con una menor área con presiones por sobre  $1020[hPa]$ . En la **Figura 4** se observa que junto al anticiclón, todo el sistema de circulación experimenta el mismo desplazamiento. El jet costero superficial se centra en  $30^{\circ}\text{S}$ , desapareciendo gran parte de la estructura descrita para verano. La zona de transición entre vientos de componente sur y norte se desplaza hacia  $41^{\circ}\text{S}$ , lo que produce que los vientos del oeste de la circulación de latitudes medias se muevan hacia el ecuador, forzando sobre la cordillera flujos débiles del noreste, como respuesta a la interacción de estos vientos con la elevación del terreno. En general, se aprecia un debilitamiento de los vientos respecto del verano.

Los perfiles meridionales de las componentes para la estación confirman lo observado en superficie (**Figuras 5**). La influencia del anticiclón respecto a la componente zonal se debilita, generando una menor salida de flujos del este sobre la costa. Se puede observar que producto del desplazamiento del anticiclón, los vientos del oeste en latitudes medias se desplazan hacia el ecuador. Sin embargo, se tornan débiles respecto a lo observado en verano. En la componente meridional, el jet aparece centrado en  $30^{\circ}\text{S}$ , tal como se mencionó, con una estructura reducida respecto al verano. El perfil, en general, presenta una componente meridional negativa, donde no aparecen vientos del sur en altura, como ocurre en verano. Lo anterior se traduce en que meridionalmente, a lo largo de la costa, el anticiclón del Pacífico pierde relevancia en la circulación de los vientos, salvo muy cerca de la superficie y hacia el norte de  $42^{\circ}\text{S}$ .

### 3.1.3. Invierno

El invierno es la estación del año donde el anticiclón subtropical alcanza su posición más septentrional. La **Figura 6** muestra que el centro de esta estructura se ubica en torno a  $28^{\circ}\text{S}$ , reduciendo aún más su influencia sobre gran parte de la costa chilena. El jet costero superficial nuevamente aparece centrado en  $30^{\circ}\text{S}$ , esta vez con una proyección de viento relativamente intenso hacia el norte. Debido al desplazamiento del centro del anticiclón, la división de tipos de circulación aparece en  $37^{\circ}\text{S}$ . Los vientos zonales de latitudes medias aparecen muy debilitados durante esta estación.

El efecto de la topografía es evidente durante esta época. Los flujos del oeste, que alcanzan latitudes más septentrionales, interactúan de forma directa con la Cordillera de los Andes, produciendo una división del viento más intensa que la experimentada en otoño. La ladera

de barlovento actúa bloqueando estos flujos y desviándolos. Lo anterior se manifiesta como aparición de vientos del noreste en gran parte de la depresión intermedia, junto con la ladera occidental de la Cordillera de los Andes, los cuales siguen la forma de la topografía que es superior a 2000[msnm]. Sobre la ladera de sotavento, en cambio, se experimenta una aceleración del flujo zonal, producto que el viento oeste desciende por este relieve, alcanzando mayores velocidades.

Los perfiles meridionales para esta estación del año (**Figura 7**) muestran el debilitamiento general de la componente este del viento en la costa, donde el predominio de la componente zonal positiva es casi absoluto, producto del desplazamiento hacia el norte del anticiclón. La componente meridional positiva también se ve opacada por el dominio mayoritario de los vientos del norte. Notar que la estructura del jet costero superficial presenta un segundo máximo en 24°S, lo que también se observa para otoño, aunque bastante debilitado. En terminos generales, desde 34°S hacia el norte, el campo de vientos superficiales cercano a la costa es bastante similar a lo observado para otoño.

#### 3.1.4. Primavera

Durante la primavera el anticiclón subtropical comienza su retorno hacia el sur. Tal como se observa en la **Figura 8**, el centro del anticiclón aparece posicionado en 31°S, al sur respecto de su posición en invierno, teniendo un gran área con valores por sobre 1020[hPa]. El jet costero superficial aparece nuevamente en 30°S, alcanzando su máxima intensidad estacional. La estructura del jet comienza a recuperar parte de su proyección hacia el sur. El cambio entre los regímenes de circulación también se desplaza hacia el sur, a la latitud 40°S. Al sur de 48°S se observa una intensificación de los vientos zonales, respecto del invierno.

El perfil meridional a lo largo de la costa, que se observa en el panel inferior de la **Figura 9**, evidencia el fortalecimiento del jet costero en 30°S, con una recuperación de su proyección hacia el sur, alcanzando la latitud de 36 °S. La zona de influencia de los vientos del norte se desplaza, situandose desde 42°S hacia latitudes más australes, afectando a toda la estructura vertical. En los niveles superiores vuelve a aparecer una débil componente meridional positiva en torno a 42°S. Respecto al flujo zonal, el cual aparece en el panel superior de la **Figura 9**, se aprecia un fortalecimiento de los vientos del oeste, sobretudo en las latitudes más australes de la zona de estudio y en altura.

## 3.2. Análisis de Componentes Principales Combinadas

El análisis de componentes principales combinadas, muestra que los primeros tres modos de variabilidad son independientes entre sí, de acuerdo a la regla de North *et al.* (1982). En conjunto, estos modos explican aproximadamente el 70% de la varianza total del campo (**Figura 10**). Debido a lo anterior, estos campos se emplean como base para el análisis de agrupamiento o clustering.

### 3.2.1. Primera Componente Principal

El primer modo de variabilidad concentra alrededor del 35% de la varianza total. En la **Figura 10**, panel superior, se observa que pese a todos los grados de libertad asignados, no existe ningún tipo de combinación lineal con el segundo modo.

La **Figura 11** muestra el campo de correlación entre la primera componente principal y la anomalía de  $\mathbf{u}$ . Para todos los niveles de presión se obtienen valores negativos de correlación, observándose una fuerte relación inversa entre el campo y la componente principal en el dominio del anticiclón subtropical. Los niveles de 850 y 700[hPa] presentan la mayor relación inversa, alcanzando valores de correlación inferiores a  $-0.8$ , muy cerca de la posición climatológica del anticiclón subtropical, en  $33^{\circ}\text{S}$ , hacia el extremo oeste del área de estudio. Con la altura, los valores cercanos a cero desaparecen.

Un patrón similar, pero opuesto, se aprecia en la **Figura 12**. En todos los niveles de presión se obtienen valores de correlación superiores a 0.8, entre la primera componente principal y el campo de anomalías de  $\mathbf{v}$ , los cuales resaltan en los niveles superiores. Este comportamiento indica que esta componente principal se ajusta muy bien a la variabilidad presente en el campo de anomalías meridionales.

La relación observada entre la primera componente principal y cada uno de los campos de anomalías es inversa, sin embargo, dados los altos valores de correlación, el primer modo de variabilidad explica bastante bien el comportamiento del campo de anomalías de viento, en especial para la componente meridional. Dados estos resultados, la relación entre ambos campos sería inversa en gran parte del área central de la zona de estudio.

La **Figura 13** muestra la distribución de la primera componente principal estandarizada, mes a mes, considerando todo el intervalo de tiempo de estudio. Se observa que la fase positiva de esta componente parece ser más fuerte durante los meses que dura el invierno, donde destacan valores estandarizados por sobre 2.

### 3.2.2. Segunda Componente Principal

El segundo modo de variabilidad explica cerca del 21 % de la varianza total. Al igual que en el caso anterior, este modo no es una combinación lineal, situación que se observa bien en la **Figura 10**, respecto de los grados de libertad asignados y la regla de North *et al.* (1982).

Esta componente principal evidencia la existencia de un dipolo de correlaciones para las anomalías de **u** (**Figura 14**). Hacia el norte de la zona de estudio, presente en todo el perfil del campo, se observa una concentración de correlaciones negativas, aunque sus valores no son significativos, llegando a  $-0.6$  en un área muy reducida en el nivel de  $850[hPa]$ . Entre  $33$  y  $36^{\circ}S$  se produce una zona de transición, observándose hacia el sur de estas latitudes valores de correlación por sobre  $0.6$ . En los niveles superiores, el valor de las correlaciones hacia el sur del área de estudio excede a  $0.8$ , lo que muestra que el campo queda muy bien explicado por la segunda componente principal.

No es posible observar la misma estructura en las correlaciones con las anomalías de **v**. En la **Figura 15**, se observa que sólo el nivel más superficial parece describir un dipolo, sin embargo, observando las isolíneas de correlaciones, los valores negativos quedan encerrados entre dos áreas de valores positivos. Existen valores de correlaciones superiores a  $0.6$  en los niveles de  $850$ ,  $700$  y  $500[hPa]$ , centrados en  $33^{\circ}S$ , sobre la costa. El área con estos valores de correlación crece con la altura, aunque no se despega de la costa. Hacia el suroeste de la zona de estudio las correlaciones son bajas.

En este caso, distinto a lo observado para la primera componente principal, solamente un campo queda bien explicado por la componente principal, el cual es la anomalía de **u**, especialmente en el sur del área de estudio. De acuerdo a los valores de correlación para los niveles de  $850$ ,  $700$  y  $500[hPa]$ : anomalías positivas de **u** hacia el sur de  $39^{\circ}S$  deberían estar asociadas con anomalías positivas de **v** centradas en  $33^{\circ}S$  sobre la costa.

La **Figura 16** muestra la evolución temporal de esta componente principal. Esta configuración no parece manifestarse con fuerza durante los meses del verano. La fase negativa parece alcanzar los valores más extremos, los cuales se desarrollan entre los meses de mayo y noviembre.

### 3.2.3. Tercera Componente Principal

La tercera componente principal explica aproximadamente el 14% de la varianza total de los campos. Al igual que los dos modos anteriores, no existe combinación lineal de esta componente con otras.

En la **Figura 17**, se observa un predominio general de valores positivos de correlación entre el campo de anomalías de  $\mathbf{u}$  y la componente principal, los cuales se centran sobre el continente y aumentan con la altura. En los niveles de 1000 y 850[hPa] las correlaciones presentan valores superiores a 0.6 en la ladera de sotavento de la Cordillera de Los Andes, situación que es inversa en la ladera de barlovento, donde las correlaciones son nulas o negativas en algunos puntos. En los niveles superiores, las correlaciones superiores a 0.6 se concentran entre las latitudes 33 y 39°S, sobre el continente, perdiendo fuerza hacia el suroeste.

La **Figura 18** muestra la correlación entre la tercera componente principal y las anomalías de  $\mathbf{v}$ . En general, la estructura describe un dipolo de valores, el cual se define mejor en el nivel superior, con correlaciones positivas sobre el océano y negativas hacia el continente. En 700 y 500[hPa], las correlaciones más altas se obtienen sobre el área oceánica, con un máximo relativo en 43°S. Esta relación se pierde cerca de la costa, donde las correlaciones cambian de signo. El máximo negativo relativo parece estar centrado sobre la Cordillera de los Andes, alcanzando valores inferiores a  $-0.4$ .

Una condición general de este modo de variabilidad es que los valores negativos de correlación poseen baja magnitud, no llegando a alcanzar el valor absoluto de 0.6. Dada la situación anterior, esta componente principal parece explicar bien algunos aspectos de la circulación en los niveles superiores, donde aparecen correlaciones por sobre 0.8.

La **Figura 19** muestra la evolución de esta componente principal, la que parece asemejarse bastante a lo visto para la segunda componente principal. Este patrón no parece manifestarse con fuerza durante el verano, mostrándose más fuerte durante los meses de invierno.

### 3.3. Análisis de Clustering

#### 3.3.1. Identificación de Clases

Del total de días que comprende este estudio, aproximadamente un 44 % de ellos corresponde a algún tipo de clase sinóptica recurrente, definida por el algoritmo K-means de clustering. El resto de los días, como se mencionó en la Metodología, corresponden a clases que presentan condiciones cercanas al origen de las CPs.

A grandes rasgos, el método de clustering aplicado sobre las componentes principales permite discriminar ocho patrones o clases, tal como se muestra en el **Cuadro 3.1**.

Configuración observada	Número de patrón	Días	Porcentaje de días [%]
<b>ACDPSC</b>	1	675	5.8
<b>ACDPSC</b>	2	719	6.2
<b>ACFPSC</b>	1	509	4.4
<b>ACFPSC</b>	2	657	5.6
<b>ACFPSC</b>	3	483	4.1
<b>AR</b>	1	642	5.5
<b>CSF</b>	1	649	5.6
<b>CSF</b>	2	793	6.8

**Cuadro 3.1:** Porcentaje de días para cada tipo de patrón externo. **ACDPSC:** Anticiclón Débil con Proyección Sobre Continente, **ACFPSC:** Anticiclón Fuerte con Proyección Sobre Continente, **CSF:** Ciclón o Sistema Frontal, **AR:** Anticiclón Reforzado.

Los patrones o clases son nombrados de acuerdo a la estructura de presiones en superficie y al campo de altura geopotenciales en 500[hPa] que generan. Las clases encontradas son agrupadas en configuraciones. La primera configuración (**ACDPSC**) corresponde a anticiclones débiles posicionados sobre el océano, los cuales tienen una extensión sobre el continente. Esta estructura posee una inclinación marcada respecto de la costa, además de su forma alargada y estrecha. Se distinguen 2 patrones con este comportamiento. La segunda configuración (**ACFPSC**) son anticiclones con altos valores de presión superficial, los cuales, al igual que la configuración anterior, se extienden desde el océano hacia el continente. Estas estructuras abarcan un área considerable en la zona de estudio, existiendo 3 patrones de este tipo. La tercera configuración (**AR**), que posee un solo patrón, corresponde a anticiclones fuertes, los cuales se sitúan hacia el sur de 36°S. Se distingue de las otras configuraciones que involucran altas presiones en presentar una proyección muy profundizada sobre el continente. La última configuración (**CSF**) corresponde al paso de ciclones por la zona de estudio, presentando dos patrones.

De los 8 patrones sinópticos, un total de 6 presentan circulación anticiclónica, los que representan un 31.5% del total de días de estudio. La razón de la obtención de mayor número de patrones anticiclónicos que ciclónicos puede ser explicada por la forma del campo de la primera componente principal, la que como se señala en la siguiente sección, explica parte importante de la circulación anticiclónica, la que es característica del Pacífico Oriental Subtrópico.

### 3.3.2. Compuestos

#### 3.3.2.1. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 1

**Figura 20** muestra la configuración del campo de **SLP** y **GH<sub>500</sub>** para el primer patrón de **ACDPSC**. Se observa un anticiclón con valores de presión que no exceden los 1020[hPa], centrado en 30°S sobre el océano. Posee una notoria inclinación, extendiéndose por sobre la costa, entre las latitudes de 36 y 48°S. Un núcleo de baja presión aparece en el suroeste de la zona de estudio, el cual, observando el compuesto de **GH<sub>500</sub>**, se encuentra bajo la estructura de una prevaguada.

El compuesto de  $\omega$  (**Figura 21**) evidencia una zona de subsidencia débil sobre el océano, coincidente con la posición del anticiclón. Hacia el suroeste de la zona de estudio, el compuesto muestra áreas de ascenso de aire, las cuales se expanden conforme se asciende por el eje vertical. La situación general observada sobre el continente corresponde a ascenso superficial y de altura, destacándose la costa y las áreas subtropicales. Hacia el sur, el perfil del campo se vuelve ruidoso, destacándose la subsidencia sobre la zona central de Chile, para los niveles de 850, 700 y 500[hPa], habiendo un máximo en 700[hPa].

El compuesto de **PP<sub>rate</sub>** (**Figura 22**) muestra una pequeña acumulación de agua precipitada, centrada en 34°S, sobre el océano. Esta zona coincide con el desarrollo de un marcado ascenso en los niveles de 850 y 700[hPa], vistos en la **Figura 21**. Sobre territorio argentino se experimentan valores mayores, los cuales se concentran al norte de 35°S, zona que concuerda con el desarrollo de ascenso de masas de aire en todos los niveles de presión.

En general, los vientos superficiales, mostrados en la **Figura 23**, parecen ajustarse bien a las isóbaras del campo de presión superficial. A lo largo de la costa, el viento posee una marcada componente meridional positiva, la cual se debilita hacia el ecuador producto que el flujo es forzado a salir de la costa. Se observa la presencia de un jet superficial costero centrado en 36°S, el cual presenta orientación suroeste. Los vientos hacia el norte de la zona de estudio siguen la forma del anticiclón. Desde el eje de máxima presión superficial hacia el norte, el desarrollo de flujos salientes fuera de la costa con componente sureste da lugar a vientos del este sobre el océano. Hacia el sur, aparece un patrón ciclónico, donde además

se concentran las mayores magnitudes de viento. Sobre gran parte del continente existe un dominio de la componente zonal positiva del viento, salvo hacia el norte de  $40^{\circ}\text{S}$ , sobre territorio argentino, donde aparecen vientos del este.

**Figura 24** muestra los compuestos para la componente  $\mathbf{u}$ . En general, esta variable no cambia demasiado su estructura conforme se asciende por la vertical, salvo en el nivel superior. En  $700[hPa]$ , hacia el norte de  $34^{\circ}\text{S}$ , se produce traspaso de flujos de aire desde la ladera argentina de la Cordillera de Los Andes hacia territorio chileno. Misma situación se observa en  $850[hPa]$ , sin embargo, este traspaso sólo se concentra en  $30^{\circ}\text{S}$ . La componente zonal del viento se fortalece con la altura, observándose valores cercanos a  $30[\frac{m}{s}]$  en  $500[hPa]$ , hacia el sur del área de estudio. **Figura 25** muestra la estructura de la componente  $\mathbf{v}$ , la cual mantiene viento sur sobre la costa en todos los niveles. Se identifican dos zonas de valores máximos, la primera corresponde al jet costero superficial, centrado en  $36^{\circ}\text{S}$ , la segunda se observa en el nivel superior, donde se produce una marcada componente negativa hacia el suroeste del área de estudio.

El compuesto para anomalías de  $\mathbf{T}$ , **Figura 26**, evidencia una amplia zona de anomalías que se encuentran por sobre la media climatológica. Sobre el continente, proyectándose hacia el océano, las anomalías positivas de temperatura parecen mantener su estructura vertical, aunque con un notorio debilitamiento con la altura. Valores positivos extremos se observan al interior del continente, con una zona centrada en  $42^{\circ}\text{S}$ , la cual alcanza desviaciones superiores a  $7.5^{\circ}\text{C}$ , para  $1000$  y  $850[hPa]$ . Anomalías negativas extremas se presentan en niveles superiores, las cuales son cercanas a  $-5^{\circ}\text{C}$ .

El compuesto de anomalías de  $\mathbf{HR}$ , **Figura 27**, muestra valores positivos hacia el norte de la zona de estudio, sobre el continente, los cuales aparecen en toda la estructura vertical. Estas anomalías son interrumpidas hacia el sur por la aparición de una lengua de valores negativos, los cuales parecen proyectarse desde  $43^{\circ}\text{S}$ , pampa argentina, hacia el Océano Pacífico. Los valores negativos aparecen en toda la configuración, aunque poseen una mayor presencia en los niveles de  $850$  y  $700[hPa]$ . Sobre la zona oceánica, en los niveles inferiores, predominan anomalías positivas, situación que cambia en el nivel superior, donde se aprecian valores negativos hacia el sur del área de estudio.

### 3.3.2.2. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 2

El compuesto de  $\mathbf{SLP}$ , **Figura 28**, muestra un anticiclón similar al descrito anteriormente. En este caso, las máximas presiones se encuentran más próximas a la costa. Hacia el sureste de la zona de estudio, el anticiclón parece poseer una conexión, o proyección, con otra configuración de altas presiones. Hacia el suroeste, las bajas presiones son menos intensas

que lo visto para el caso anterior, sin embargo, parecen extenderse más hacia el continente. Las isolíneas de  $\mathbf{GH}_{500}$ , más estrechas que para el primer patrón, muestran una vaguada en altura, con una estructura de prevaguada que presenta la misma inclinación que el anticiclón en superficie.

**Figura 29** muestra el compuesto de  $\omega$ . En el nivel superficial, las zonas de ascenso y subsidencia se asemejan bastante a las del primer patrón. En  $850[hPa]$ , sobre el océano se observa subsidencia, sin embargo, existe una gran franja, diagonal a la costa, que experimenta ascenso de aire de mayor magnitud que lo observado, para el mismo nivel, en el patrón anterior. La banda de ascenso de masas de aire se extiende desde  $850[hPa]$  hacia los niveles superiores, produciéndose subsidencia hacia el sureste de esta estructura.

El compuesto de  $\mathbf{PP}_{rate}$ , **Figura 30**, presenta bandas de precipitación con orientación noroeste, sobre el océano. Una de las bandas se encuentra sobre la costa de la zona austral del país, afectando desde  $48^{\circ}S$  hacia el sur. Otra banda se encuentra centrada en  $36^{\circ}S$ , la cual posee una estructura alargada hacia el océano. En la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes, desde  $36^{\circ}S$  hacia el norte, se observan valores elevados de esta variable. Las zonas con valores destacados coinciden con las zonas de ascenso de aire observadas en el compuesto anterior.

La circulación de los vientos superficiales, mostrada en la **Figura 31**, posee rasgos similares a los descritos anteriormente. Aparece nuevamente un jet costero centrado en  $36^{\circ}S$ , aunque de menor intensidad. Dentro de la zona de latitudes medias predomina la componente oeste, la cual es desviada hacia el sureste cerca de la costa. Respecto a los vientos del este, sobre el océano se mantiene la estructura de vientos dirigida por el anticiclón, aunque aparece una segunda zona donde se observan flujos de esta componente, con centro en  $33^{\circ}S$ . Sobre el continente, el predominio de vientos del este se extiende hacia el sur del territorio argentino. Este perfil posee magnitudes de vientos inferiores a las observadas en el patrón anterior.

La configuración de las componentes del viento en distintos niveles, **Figuras 32 y 33**, muestra un debilitamiento del viento zonal, situación que se observa bien en el nivel de  $850[hPa]$ . En  $1000[hPa]$  aparece una proyección de viento este en la costa, la que alcanza la latitud de  $40^{\circ}S$ . En los niveles superiores los vientos del este atraviesan la Cordillera de los Andes, describiendo un compartamiento similar al patrón anterior. Para la componente meridional, se destaca la presencia de valores positivos en todo el oeste de la zona de estudio, junto con valores negativos que se desarrollan sobre gran parte del continente y la costa. En el nivel superior, aparece una componente negativa intensa sobre la costa, la cual se desarrolla desde  $42^{\circ}S$  hacia el sur.

El campo de anomalías de **T**, **Figura 34**, muestra en  $1000[hPa]$  valores positivos sobre el continente, los cuales se observan con claridad desde  $36^{\circ}S$  hacia el sur. Las anomalías positivas son mayores que las observadas para el compuesto anterior, especialmente en los primeros 2 niveles, donde no se desarrollan cambios de signo fuera de la costa. En los niveles superiores, el campo sigue presentando valores positivos, manifestandose con claridad en  $850[hPa]$ , sin embargo, este nivel parece ser base del desarrollo de valores negativos de gran magnitud, fortalecidos hacia el oeste del área de estudio. Los valores negativos se ajustan a las áreas de ascenso descritas en el compuesto de velocidad vertical. El nivel superior experimenta una especie de dipolo de anomalías, siendo positivas sobre el continente y negativas hacia el océano.

El compuesto de anomalías de **HR**, **Figura 35**, muestra un leve desplazamiento hacia el sur respecto de lo descrito para el patrón anterior. En  $1000[hPa]$ , se produce diferencias en el signo de las anomalías sobre el continente, observándose un norte húmedo y un sur seco. La zona húmeda posee una extensión mayor que la observada para el patrón anterior, coincidiendo en la zona austral con los valores observados de **PP<sub>rate</sub>**. En  $850[hPa]$ , la estructura del campo se mantiene, aunque los valores anómalos negativos son inferiores respecto al patrón anterior. El desplazamiento mencionado, parece manifestarse bien en los niveles superiores, donde la banda de anomalías positivas, respecto a la costa, se mueve hacia latitudes más australes. Los 2 patrones de este tipo de configuración presentan sequedad, en términos de anomalías, sobre el centro-sur de Chile.

### 3.3.2.3. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 1

**Figura 36** muestra el compuesto de **SLP**. Se observa un anticiclón con centro en  $37^{\circ}S$ , cubriendo gran parte del área oceánica, el cual posee presiones superiores a  $1025[hPa]$ . Esta estructura posee extensión hacia el continente, la cual se manifiesta en la costa entre  $32$  y  $48^{\circ}S$ . Hacia el sur aparecen bajas presiones, destacándose valores mínimos en el suroeste de la zona de estudio, cercanos a  $986[hPa]$ . El compuesto de **GH<sub>500</sub>** revela la estructura de una prevaguada sobre el continente, con eje inclinado, centrada en la zona austral, observándose en superficie presiones cercanas a  $1000[hPa]$ . Además, la vaguada en altura se manifiesta con eje norte-sur centrado en  $84^{\circ}W$ , sobre el océano.

El compuesto de velocidades verticales, **Figura 37**, muestra fuerte subsidencia en la zona del anticiclón, la que parece fortalecerse con la lejanía a la superficie. En el sector de barlovento de la Cordillera de Los Andes, sobre Chile Central, se observa subsidencia en los niveles de  $700$  y  $500[hPa]$ , en cambio, hacia el sur de  $40^{\circ}S$  se desarrolla ascenso. El compuesto de **PP<sub>rate</sub>**, **Figura 38**, muestra zonas destacadas de precipitación, que en general poseen coincidencia con las zonas observadas de ascenso, como en la zona austral del continente.

El compuesto del campo de vientos superficiales, **Figura 39**, presenta la estructura de jet costero observada con anterioridad, proyectándose desde 37 a 30°S, siguiendo la costa. Existe una gran zona de vientos con componente del este sobre el océano, la que alcanza los 38°S, latitud en la que se produce un cambio de signo en la componente zonal. Hacia el sur de 42°S, se observa una zona de máxima magnitud de vientos, con dirección noroeste, con centro en 45°S, sobre el océano. La estructura observada en superficie se mantiene con la altura.

La **Figura 40** muestra que los flujos del este sobre la zona norte del área de estudio se mantienen, aunque van desapareciendo conforme aumenta la altura. En 850[hPa], con centro en 31°S, flujos de aire desde el sector argentino se mueven sobre territorio chileno, expandiéndose sobre la costa y fuera de esta. Estos flujos del este también se observan en los niveles superiores, donde desarrollan una magnitud mayor. En 500[hPa], hacia el sur de 36°S, la componente zonal positiva se fortalece, siendo la zona con los mayores valores de **u**.

El compuesto de **v** (**Figura 41**) muestra una proyección del jet costero superficial en 850[hPa], con un leve desplazamiento hacia el noroeste. La componente **v** posee una estructura vertical que se mantiene con la altura, salvo en los niveles superiores, donde experimenta cambios de signo. En 500[hPa], aparece una banda de componente negativa intensa, la cual se desarrolla desde el extremo austral de la zona de estudio, abarcado gran parte del territorio nacional hasta 36°S, para luego dirigirse hacia el noroeste, sobre el océano. Existen dos zonas de valores positivos: un núcleo con centro en 42°S, sobre el océano, y hacia el norte de 40°S, sobre territorio argentino, con una proyección débil fuera de la costa chilena.

El compuesto de anomalías de **T**, presentado en la **Figura 42**, evidencia un pronunciado calentamiento anómalo sobre casi la totalidad del continente. Los valores positivos se concentran en los niveles inferiores, especialmente en 850[hPa], donde alcanzan máximos. Los niveles superiores muestran que las anomalías son menos intensas. Toda la estructura vertical evidencia cierta proyección de los valores positivos del continente hacia el Océano Pacífico, donde se produce cambio de signo en las anomalías. Lo anterior genera que sobre la costa chilena, y fuera de esta, se desarrolle calentamiento anómalo, contrario a lo observado hacia el oeste, donde se produce enfriamiento, el cual es mayor en los niveles superiores. La situación anterior se asemeja a lo observado para el patrón anterior, sin embargo, los valores negativos de la anomalía aparecen más próximos a la costa.

Las anomalías de **HR**, **Figura 43**, revelan para Chile un norte húmedo y una zona central, y centro-sur, seca. En términos de magnitud, el campo se presenta en general húmedo, salvo en el nivel de presión de 850[hPa], donde dos zonas con centro en 40 y 27°S concentran valores marcados de anomalías negativas, sobre el área oceánica.

### 3.3.2.4. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 2

**Figura 44** muestra el compuesto de **SLP** y **GH<sub>500</sub>**. El centro de altas presiones del anticiclón se encuentra alejado de la costa, posicionado en 34°S. Entre 36 y 44°S se desarrolla una extensión anticiclónica sobre la costa, con presiones superiores a 1010[hPa]. Hacia el sur de 42°S se aprecian dos núcleos de bajas presiones, uno alcanza valores inferiores a los 978[hPa], situándose bajo la estructura de una vaguada, en el extremo sur del área de estudio. El otro centro de bajas presiones se encuentra bajo la prevaguada, afectando a la costa atlántica austral del continente.

El compuesto de  $\omega$ , **Figura 45**, muestra ascenso generalizado sobre la zona norte y oeste del continente, lo que cambia en la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes, donde se observa subsidencia. Además, también se observa un desarrollo de subsidencia en el nivel de 700[hPa], entre 32 y 38°S. Sobre el océano, las zonas de subsidencia y convección coinciden aproximadamente con las posiciones del anticiclón y bajas presiones, respectivamente. El compuesto de **PP<sub>rate</sub>**, mostrado en la **Figura 46**, evidencia valores marcados de agua precipitada en zonas donde se observa ascenso intenso de aire. Principalmente, tres áreas presentan esta condición: zona austral de Chile, ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes al norte de 35°S, y zona oceánica sobre 46°S.

El compuesto de vientos superficiales, mostrado en la **Figura 47**, posee una circulación anticiclónica débil, la que se evidencia con una zona reducida de vientos del este sobre el océano y un jet costero superficial debilitado, respecto de la configuración anterior. Hacia el sur de 36°, predomina la componente zonal positiva de los vientos sobre el océano. En la costa, sobre el extremo austral del continente, se desarrollan los flujos de mayor intensidad, los cuales poseen dirección noroeste. La estructura vertical de **u**, como se observa en la **Figura 48**, muestra un desplazamiento general de la componente del este hacia el norte de 36°S. Sobre el continente, se aprecia el desarrollo de flujos del este en 850 y 700[hPa]. En 500[hPa], se observan valores de **u** cercanos a 40[ $\frac{m}{s}$ ]. El compuesto de **v**, **Figura 49**, muestra de manera general un campo superficial con presencia de valores positivos hacia el norte de 40°S y negativos hacia el sur. El comportamiento anterior cambia con la altura, donde los valores negativos se desarrollan sobre el continente y los positivos sobre la zona oceánica.

El compuesto de anomalías de **T**, exhibido en la **Figura 50**, muestra de manera general un patrón dominado por anomalías positivas, aunque débiles, en gran parte de la estructura del campo. Valores positivos, relativamente altos, se manifiestan sobre territorio argentino, para los niveles superficiales. Existen zonas donde se desarrollan valores negativos, como la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes, desde 36°S hacia el norte, en casi todo el perfil vertical. Otras áreas negativas se manifiestan a partir de 850[hPa], en especial sobre el océano, las que parecen desplazarse hacia el sur con la altura.

El compuesto de anomalías de **HR**, mostrado en la **Figura 51**, evidencia una estructura de campo bastante ruidosa, aunque es posible destacar algunas zonas. Básicamente, todo el perfil vertical de la zona norte del continente se presenta húmedo, en términos de anomalías. En  $1000[hPa]$  se desarrolla una banda de valores negativos débiles, desde  $36^{\circ}S$  hacia el sur, la que se proyecta en niveles superiores, aunque con un cierto desplazamiento hacia el norte. Siguiendo la misma inclinación y hacia el sur, aparecen valores positivos, los cuales también se presentan en toda la estructura. En los niveles superiores, la banda húmeda, en términos de anomalías, es interrumpida por valores negativos relativamente fuertes.

### 3.3.2.5. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 3

**Figura 52** muestra el compuesto de **SLP**. Este patrón, respecto a los dos anteriores, produce valores de presión superficial mayores sobre la costa, concentrados entre  $35$  y  $44^{\circ}S$ . En el extremo sur de la zona de estudio, aparece una zona de bajas presiones, la cual alcanza valores inferiores a  $995[hPa]$ . El campo de **GH<sub>500</sub>** revela la estructura de una predorsal en altura, con una vaguada que queda confinada hacia el sureste del área de estudio, cuyo eje parece estar centrado sobre Chile. Esta estructura parece coincidir con las bajas presiones superficiales mencionadas.

El compuesto de  $\omega$ , mostrado en la **Figura 53**, evidencia una gran semejanza con el primer patrón de esta configuración. Se aprecia fuerte subsidencia sobre el área oceánica y la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes. Existe desarrollo de ascenso en el norte de la zona de estudio, sobre el continente, y al sur de  $40^{\circ}S$ , en la ladera de barlovento de la cordillera. El compuesto de **PP<sub>rate</sub>**, mostrado en **Figura 54**, evidencia zonas de precipitación la zona austral de Chile y en la ladera de sotavento de los Andes, desde  $32^{\circ}S$  hacia el norte. Al igual que en los demás patrones, las áreas que poseen valores marcados de **PP<sub>rate</sub>** están netamente ligadas a zonas de intenso ascenso de aire.

El campo de vientos superficiales, **Figura 55**, evidencia un comportamiento similar al primer patrón. La circulación anticlónica parece poseer su centro en  $35^{\circ}S$ , donde se observa el cambio en la dirección de los vientos. El jet costero superficial aparece fortalecido, desarrollándose entre  $36$  y  $28^{\circ}S$ . Hacia el sur, la circulación se vuelve bastante zonal, con magnitudes de vientos debilitadas respecto a lo observado en patrones anteriores. El compuesto de **u**, mostrado en la **Figura 56**, posee desarrollo de flujos del este sobre territorio chileno, en  $850[hPa]$ , entre  $28$  y  $38^{\circ}S$  aproximadamente. Estos flujos se debilitan con la altura, observándose en niveles superiores flujos del oeste con magnitudes superiores a  $32[\frac{m}{s}]$ . La componente **v**, mostrada en la **Figura 57**, posee mayormente valores positivos en todo el perfil, observándose valores negativos solamente hacia el sur del área de estudio y sobre el continente, en  $500[hPa]$ .

El campo de anomalías de  $T$ , presentado en la **Figura 58**, muestra un dominio general de valores negativos, con pequeñas zonas de débiles valores positivos. Las anomalías negativas son fuertes cerca de la superficie, alcanzando  $-10^{\circ}C$  en 1000 y 850[hPa]. En los niveles superiores estos valores se debilitan. El compuesto de anomalías de  $HR$ , mostrado en la **Figura 59**, presenta anomalías negativas sobre la zona norte del continente, para todo el perfil vertical. La situación anterior es distinta a la mostrada por el resto de patrones para esta configuración, donde se observa un norte húmedo, en términos de anomalías. La estructura en general se presenta con valores positivos, salvo en 850[hPa], donde se observan anomalías negativas con centro en  $38^{\circ}S$ , sobre el océano.

### 3.3.2.6. Anticiclón Fuerte, Desplazado Hacia el Sur de $35^{\circ}S$

El compuesto de  $SLP$  y  $GH_{500}$ , presentado en la **Figura 62**, revela la presencia de un anticiclón muy próximo a la costa, con valores de presión superficial superiores a 1026[hPa], el cual posee su centro en  $42^{\circ}S$ . Esta configuración corresponde al sistema de altas presiones más fuerte identificado. El campo de alturas geopotenciales en 500[hPa] revela la existencia de una dorsal muy profundizada sobre el continente, observándose la entrada de una prevaguada en el extremo suroeste del área de estudio, con bajas presiones asociadas en superficie. Hacia el sureste, con centro en  $44^{\circ}S$ , se observa la presencia de otra alta presión, la cual aparece muy desplazada hacia territorio argentino, pudiendo llegar incluso al océano Atlántico.

El compuesto de  $\omega$ , **Figura 61**, evidencia una fuerte subsidencia sobre la mayor parte del área oceánica. Se observa ascenso hacia el norte del área de estudio, sobre el continente, y hacia el suroeste sobre el océano. El compuesto de  $PP_{rate}$ , **Figura 62**, muestra la casi inexistencia de precipitación en casi toda la zona, con excepción de la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes, al norte de  $34^{\circ}S$ , y algunas áreas sobre el océano, destacándose una con centro en  $35^{\circ}S$ .

El compuesto para los vientos superficiales, mostrado en la **Figura 63**, evidencia una gran zona donde se desarrollan vientos con componente este, área que se aproxima hasta los  $42^{\circ}S$ , latitud a la cual se produce un cambio de signo en la componente zonal. A lo largo de la costa se observan dos estructuras de jet costero superficial, la primera posee su centro en  $36^{\circ}S$  y se proyecta hacia el norte y hacia el este. La segunda estructura de jet se observa en  $30^{\circ}S$ , la cual posee una menor intensidad y ocupa un área reducida. En el suroeste del área de estudio aparecen vientos con intensidad superior a  $15[\frac{m}{s}]$ , los cuales poseen una marcada dirección noroeste. Sobre el continente predominan vientos débiles, los cuales, sobre territorio argentino, poseen una componente zonal negativa.

De acuerdo a lo observado en la **Figura 64**, la componente **u** evidencia valores negativos en 1000 y 850[hPa], abarcando un área considerable dentro la zona de estudio. Flujos del este pasan por sobre la cordillera entre 33 y 38°S. En 700[hPa], **u** experimenta un debilitamiento generalizado, el cual desaparece en 500[hPa], donde se refuerza la componente zonal positiva entre 30 y 42°S. El compuesto de **v**, mostrado en la **Figura 65**, evidencia la existencia de un dipolo de valores en los niveles superficiales. En 1000[hPa] aparece el jet costero superficial, el cual posee dos núcleos fortalecidos, en 38 y 30°S, respectivamente. La componente positiva experimenta un debilitamiento en altura, dando paso al dominio de valores negativos en los niveles superiores, los cuales se concentran sobre el océano, hacia el suroeste del área de estudio.

El compuesto de anomalías de **T**, mostrado en la **Figura 66**, se presenta como un campo dominado mayoritariamente por valores negativos. Se destaca la anomalía negativa que se presenta sobre el este del territorio argentino, la que se desarrolla en todo el perfil, alcanzando magnitudes mayores en los niveles de 1000 y 850[hPa]. Los niveles superficiales evidencian cierto calentamiento anómalo, concentrado mayormente sobre la zona costera del continente. Sin embargo, en altura, a pesar de producirse una disminución de los valores negativos en 700[hPa], el perfil se vuelve a enfriar en el nivel superior. Respecto al compuesto de anomalías de **HR**, mostrado en la **Figura 67**, se evidencia un perfil dominado por valores negativos, salvo en el nivel superior. Se desarrolla una zona seca, en términos de anomalías, sobre la costa y fuera de esta, la que parece fortalecerse hacia el sur, en los niveles de 850 y 700[hPa]. Para el nivel superficial, dados los bajos valores de anomalías, se dan condiciones cercanas a las climatológicas.

### 3.3.2.7. Sistema Frontal o Ciclón, tipo 1

La **Figura 68** muestra el compuesto de **SLP** y **GH<sub>500</sub>**. Se observa un anticiclón subtropical debilitado, el cual aparece desplazado hacia el noroeste del área de estudio. Bajo 36°S hace su aparición un sistema de bajas presiones, el cual alcanza valores inferiores a 978[hPa], con centro en el extremo sur del área de estudio, sobre el océano. **GH<sub>500</sub>** revela la presencia de una prevaguada sobre el continente y gran parte del área oceánica, la que se profundiza hacia latitudes subtropicales. Bajo esta estructura se desarrollan núcleos de bajas presiones superficiales hacia el continente.

El compuesto de  $\omega$ , observado en la **Figura 69**, muestra ascenso generalizado, localizado sobre el área oceánica desde 36°S hacia el sur. En general, todo el territorio nacional experimenta ascenso de aire, situación que se revierte en la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes. **PP<sub>rate</sub>**, mostrado en **Figura 70**, evidencia una zona con valores sobre  $0[\frac{mm}{s}]$  extendida de manera general desde 36°S hacia el sur. Sobre el continente, valores destacados se

desarrollan a partir de  $44^{\circ}\text{S}$ , lugar donde se observa ascenso de aire en magnitudes considerables, según lo observado para  $\omega$ . Existe otra zona donde se desarrollan valores considerables de  $\mathbf{PP}_{\text{rate}}$ , la cual se localiza en la ladera de sotavento de la cordillera, hacia el norte de  $34^{\circ}\text{S}$ .

El compuesto de vientos superficiales, **Figura 71**, evidencia el desarrollo de circulación ciclónica sobre gran parte del área oceánica, la que se manifiesta principalmente hacia el sur de  $30^{\circ}\text{S}$ . Hacia el suroeste del área de estudio se desarrollan los flujos superficiales de mayor intensidad, los que poseen magnitudes superiores a  $18[\frac{m}{s}]$  y dirección suroeste. En la costa, desde  $38^{\circ}\text{S}$  hacia el sur, se desarrolla viento norte intenso, con magnitudes cercanas a los  $15\frac{m}{s}$ . El compuesto de la componente  $\mathbf{u}$ , mostrado en la **Figura 72**, evidencia flujos zonales positivos que aumentan con la altura. El desarrollo de vientos del este sobre territorio nacional, se limita al sector norte del área de estudio, en los niveles de presión de 850 y 700[hPa]. Valores superiores a  $30[\frac{m}{s}]$  se desarrollan en una banda en el nivel superior, desde  $36^{\circ}\text{S}$  hacia el sur. El perfil de  $\mathbf{v}$ , **Figura 73**, evidencia el desarrollo de circulación ciclónica en todo el perfil, con dirección sur y norte sobre el océano y el continente, respectivamente.

El compuesto de anomalías de  $\mathbf{T}$ , **Figura 74**, evidencia un campo mayormente cálido, en términos de anomalías. En 1000[hPa] predominan los valores positivos, observándose zonas de anomalías negativas hacia el suroeste del área de estudio, sobre el océano y en la zona costera del continente, hacia el norte. Estos valores negativos se expanden en los niveles superiores, alcanzando magnitudes cercanas a  $-5^{\circ}\text{C}$  sobre el océano, desarrollándose como un dipolo zonal hacia el sur de  $38^{\circ}\text{S}$ . Las anomalías de  $\mathbf{HR}$ , **Figura 75**, revelan una estructura de campo mayormente húmeda. Se produce la incursión de una franja negativa, aunque de valores bajos, centrada en el noreste del área de estudio, la cual se mantiene en todo el perfil vertical.

### 3.3.2.8. Sistema Frontal o Ciclón, tipo 2

El compuesto de  $\mathbf{SLP}$  y  $\mathbf{GH}_{500}$ , mostrado en la **Figura 76**, evidencia una zona de estudio dominada por las bajas presiones, las cuales se proyectan desde el extremo sur del área de estudio, donde alcanzan valores mínimos, hasta alcanzar los  $30^{\circ}\text{S}$ . El anticiclón aparece muy desplazado hacia el oeste, con centro en  $38^{\circ}\text{S}$ . El compuesto de  $\mathbf{GH}_{500}$  representa una vaguada profundizada sobre el área oceánica, con una pronunciada prevaguada sobre el continente. Al igual que para el primer patrón de esta configuración, bajo la prevaguada se desarrolla una extensión de bajas presiones superficiales hacia el continente, alcanzando los  $42^{\circ}\text{S}$ .

El compuesto de  $\omega$ , mostrado en la **Figura 77**, evidencia un fuerte ascenso de aire, el que se desarrolla como una banda a lo largo de la costa y con proyección sobre el océano. La ladera de barlovento de la Cordillera de los Andes experimenta ascenso generalizado de

masas de aire, contrapuesta a la zona de subsidencia observada en la ladera de sotavento. Hacia el suroeste de la zona de ascenso oceánica se desarrolla subsidencia, la cual se manifiesta en forma débil. El compuesto de  $\mathbf{PP}_{\text{rate}}$ , expuesto en la **Figura 78**, muestra un área frontal frente a gran parte de la costa, la que posee desarrollo sobre el continente hacia el sur de  $40^\circ\text{S}$ . En general, la estructura frontal adapta la forma de las bandas de ascenso, observadas para  $\omega$ . Otra zona de valores de  $\mathbf{PP}_{\text{rate}}$  considerables se observa en territorio argentino, hacia el norte de  $36^\circ\text{S}$ .

El compuesto de vientos superficiales, **Figura 79**, muestra un predominio de la circulación ciclónica. Los vientos alcanzan máxima magnitud sobre el área oceánica, con valores cercanos a  $15[\frac{m}{s}]$ , siguiendo la dirección suroeste. Esta circulación origina viento norte intenso sobre la costa, desde  $36^\circ\text{S}$  hacia el sur. Hacia el norte de  $36^\circ\text{S}$  se observa una zona de pausa, la cual se manifiesta a lo largo de la costa y sobre territorio argentino. El compuesto de  $\mathbf{u}$  (**Figuras 80**) muestra una configuración similar al patrón anterior, observándose vientos intensos en el nivel superior, los que se desarrollan a lo largo de una banda horizontal, desde  $30^\circ\text{S}$  hacia el sur. El compuesto de  $\mathbf{v}$ , mostrado en la **Figura 81**, evidencia una estructura ciclónica, similar al patrón anterior, aunque con valores mayores.

El compuesto de anomalías de  $\mathbf{T}$ , **Figura 82**, describe una estructura fría sobre el océano y cálida sobre el continente, en términos de anomalías. Este dipolo zonal, visto también en el patrón anterior, se encuentra desplazado hacia el este. Desde  $850[hPa]$  hacia niveles superiores, se manifiestan valores negativos sobre el océano que son inferiores a  $-7.5^\circ\text{C}$ . Sobre el continente, en cambio, se desarrollan valores positivos que son cercanos a los  $7.5^\circ\text{C}$ , los cuales se concentran hacia el sureste del área de estudio.

El compuesto de anomalías de  $\mathbf{HR}$ , presentado en la **Figura 83**, muestra un campo de anomalías superficiales débiles, próximas al valor climatológico. Los niveles superiores poseen anomalías positivas, las cuales son fuertes sobre el área oceánica y hacia el norte sobre el continente. Estas zonas con valores positivos, que son cercanos al  $75[\%]$  en  $850[hPa]$ , van disminuyendo su área con la altura, observándose irrupción de anomalías negativas en niveles superiores, las que aparecen sobre el continente y suroeste del área de estudio.

## 3.4. Análisis de Tendencias Temporales

### 3.4.1. Tendencias Temporales

Cada patrón sinóptico encontrado tiene asociada una serie de tiempo del número de eventos por mes, la cual puede ser acumulada estacional o anualmente, obteniéndose su tendencia temporal.

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>ACDPSC 1</b>	-0.6	-0.5	0.1	0	-1.1
<b>ACDPSC 2</b>	-0.1	0.4	-1.4	-1.4	-2.5
<b>ACFPSC 1</b>	-0.4	0.1	-0.9	-0.3	-1.5
<b>ACFPSC 2</b>	-0.2	-1	0.2	-0.2	-1.2
<b>ACFPSC 3</b>	-0.4	-0.2	0	-0.5	-1.2
<b>AR</b>	0.7	-0.3	0.1	0.2	1
<b>CSF 1</b>	0.4	1.1	-0.2	-1	0.4
<b>CSF 2</b>	-0.1	-0.4	0.5	0.1	0

**Cuadro 3.2:** Tabla de valores de pendiente para las rectas ajustadas al filtro estacional y anual (con ventana de 5 años) del número de eventos. Valores se encuentran para cada patrón o clase. La escala para los valores ha sido ajustada, de manera de obtener la tendencia decadal  $[\frac{\text{eventos}}{\text{decada}}]$ . **ACDPSC:** Anticiclón débil con proyección sobre continente, **ACFPSC:** Anticiclón fuerte con proyección sobre continente, **CSF:** Ciclón o sistema frontal, **AR:** Anticiclón reforzado.

El **Cuadro 3.2** muestra que los patrones pueden tener tendencia al alza o a la disminución, respecto al paso de los años. Se puede notar que para cada tipo de patrón, se puede tener pendiente positiva para una estación dada, y negativa para la siguiente. Uno de los resultados destacables es el aumento aproximado de un evento cada 10 años del patrón **CSF 1**, en la estación de otoño. Otros resultados son la disminución de eventos del tipo **ACDPSC 2**, en casi 3 eventos cada 20 años, durante el invierno y la primavera. Respecto al número de eventos anuales, el patrón anteriormente mencionado experimenta un descenso aproximado de 5 eventos cada 20 años.

El análisis de significancia para estas pendientes, mostrado en el **Cuadro 3.3**, es realizado empleando el método de Monte Carlo, utilizando 1000 experimentos por cada pendiente obtenida. Se evidencia que no todos los resultados son estadísticamente significantes. Pese a que son asignados varios valores de confianza para obtener resultados, los valores de tendencia temporal que aprueban el test son pocos. Los valores observados para el anticiclón débil **ACDPSC 2**, de invierno y primavera, poseen significancia para un nivel de confianza de 99 y 97%, respectivamente. La tendencia anual de esta configuración también es significativa, con un 97% de confianza. Finalmente, el aumento del patrón de la circulación ciclónica **CSF 1**, durante otoño, es significativo con un 90% de confianza.

	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
<b>ACDPSC 1</b>	0	0	0	0	0
<b>ACDPSC 2</b>	0	0	1 ( $\alpha = 1\%$ )	1 ( $\alpha = 3\%$ )	1 ( $\alpha = 3\%$ )
<b>ACFPSC 1</b>	0	0	1 ( $\alpha = 10\%$ )	0	0
<b>ACFPSC 2</b>	0	1 ( $\alpha = 10\%$ )	0	0	0
<b>ACFPSC 3</b>	1 ( $\alpha = 15\%$ )	0	0	1 ( $\alpha = 15\%$ )	1 ( $\alpha = 15\%$ )
<b>AR</b>	0	0	0	0	0
<b>CSF 1</b>	0	1 ( $\alpha = 10\%$ )	0	1 ( $\alpha = 5\%$ )	0
<b>CSF 2</b>	0	0	0	0	0

**Cuadro 3.3:** Tabla de significancias estadísticas de las tendencia del número de eventos, por estación del año, para cada patrón extremo. 0 y 1 indican valores no significativos y significativos, respectivamente, de acuerdo al nivel de significancia asignado ( $\alpha$ ). **ACDPSC:** Anticiclón débil con proyección sobre continente, **ACFPSC:** Anticiclón fuerte con proyección sobre continente, **CSF:** Ciclón o sistema frontal, **AR:** Anticiclón reforzado.

Otras tendencias relevantes, las cuáles se analizan tomando como referencia los resultados significantes con confianza igual o superior a 90%, son **ACFPSC 1**, **ACFPSC 2** y **CSF 1**. Durante el invierno, el primer patrón de anticiclones fortalecidos, **ACFPSC 1**, experimenta una tendencia significativa a la disminución, con casi un evento menos por década. El segundo patrón de esta configuración también experimenta una tendencia similar, pero que se desarrolla para el otoño. El primer patrón de tipo ciclónico, **CSF 1**, además de lo observado en otoño, experimenta una tendencia significativa a la disminución en primavera, en la misma medida que los patrones anteriores.

### 3.4.2. Variabilidad Interanual y Climatología Mensual

**ACDPSC 1** presenta un notorio carácter oscilatorio, el cual se evidencia para las estaciones de verano, otoño e invierno, **Figura 84 (izquierda)**. Durante los veranos, aparecen máximos relativos, los cuales se presentan regularmente cada 8 ó 10 años. El máximo número de eventos se observa durante el otoño de 1985, registrándose 18 días con este patrón de circulación. Salvo el año señalado, la serie de otoño no presenta mayores diferencias con verano. La serie invernal es relativamente cíclica, sin embargo, el cambio de un año a otro es drástico, volviéndose ruidosa. El máximo invernal se da en el año 1995. Primavera no posee un patrón marcado, aunque posee un máximo de eventos, similar al de invierno, que se desarrolla durante 1992. La serie anual también describe un patrón relativamente armónico, el que marca valores máximos durante el final de la década del 70, el final de la década del 80, mediados de la década del 90 y últimos 5 años del tiempo de estudio. Un mínimo relativo se observa para el año 2005, el que se aprecia en las series de las cuatro estaciones del año.

El patrón se manifiesta mayormente durante los meses de otoño e invierno, alcanzando un máximo durante julio, según lo observado en **Figura 84 (derecha)**. Varios de los meses presentan valores de desviación estandar iguales o superiores a 2, lo que comparado con la media, indica una gran variabilidad mensual de esta configuración.

**ACDPSC 2**, según lo observado en la **Figura 85 (izquierda)**, no presenta el mismo comportamiento armónico que el caso anterior. La serie de verano experimenta una leve oscilación, aunque no evidente como en el primer patrón. Un máximo relativo estival se observa durante el año 1989, enmarcado dentro de una época de valores mínimos. Los otoños no muestran una oscilación clara, hasta el inicio de la década del 90. Un valor tope relativo se observa para el año 1982, también enmarcado en una especie de ciclo de eventos escasos. La serie invernal muestra una evolución cíclica, con una periodicidad aproximada de 7 años, la cual parece perderse a partir de finales de la década del 90. Un máximo se observa para el año 1998. La serie primaveral exhibe un carácter similar a la invernal, sin embargo, la pérdida de ciclicidad se observa a partir de mediados de la década del 90, tras un valor sobresaliente observado para 1989 de 14 eventos. La serie anual describe un comportamiento alternado entre máximos y mínimos, destacándose valores superiores para los años 1989 y 1998, además de un periodo de eventos escasos entre 2001 y 2009. Este patrón, tal como se mencionó, muestra tendencias significativas a la disminución en las estaciones de invierno y primavera (**Cuadro 3.3**), lo que también se desarrolla en la serie anual.

La climatología mensual del número de eventos de este patrón, **Figura 85 (derecha)**, presenta una concentración entre los meses de abril y octubre, alcanzando un máximo durante septiembre. La variabilidad, enseñada por la desviación estandar, crece conforme la media aumenta, alcanzado un máximo para los meses de julio y agosto.

**ACFPSC 1** evidencia un comportamiento con marcadas fluctuaciones temporales, **Figura 86 (izquierda)**. Se registran escasos eventos para la serie de verano, aunque es posible identificar 3 ciclos, con una periodicidad de 12 años. A partir del año 2000, este tipo de circulación prácticamente desaparece de la época estival. La serie de otoños presenta un mayor número de eventos, aunque no posee la misma ciclicidad del verano. Se experimenta un máximo relativo de 12 eventos para 1984, año en el cual también se observa un máximo invernal de 14 días. La variabilidad invernal es distinta a la observada para las estaciones anteriores, percibiéndose oscilaciones de un periodo de 7 años. De acuerdo a **Cuadro 3.3**, las cuentas invernales describen una tendencia significativa a la disminución, cercana a  $-1[\frac{\text{evento}}{\text{década}}]$ . Las primaveras experimentan un comportamiento menos evidente, donde valores sobresalientes se encuentran rodeados de mínimos, con excepción de los últimos años de la década del 90 y principios de 2000. Se observa un máximo de 13 eventos durante el año 1993. La serie anual describe un comportamiento ondulatorio, advirtiéndose valores de 41 y 32 eventos, para los años 1984 y 1997 respectivamente.

El patrón se concentra entre los meses de junio y octubre, con su máxima expresión durante la primavera, en el mes de octubre, según la **Figura 86 (derecha)**. Al igual que configuraciones anteriores, la desviación estandar para cada mes parece acrecentarse, en la medida que la media también crece.

**ACFPSC 2** presenta un comportamiento oscilatorio, el cual se aprecia mejor en las estaciones de otoño e invierno, mostrado en la **Figura 87 (izquierda)**. La serie de veranos muestra leves fluctuaciones con el tiempo, las que poseen un periodo aproximado entre 8 y 10 años. Los otoños poseen marcadas fluctuaciones, las que son definidas por conjuntos de años con valores sobresalientes. Estos máximos se observan para el año 1980, mediados de la década del 80, primera mitad de la década del 90, y durante el 2005. De acuerdo a **Cuadro 3.3**, la serie otoñal posee una tendencia significativa a la disminución, cercana a  $-1[\frac{\text{evento}}{\text{década}}]$ . Una conducta similar describe la serie invernal, lo que se evidencia mejor desde el año 1996 en adelante, tras un máximo relativo de 16 eventos durante 1995.

La climatología mensual muestra que este patrón posee mayor presencia durante otoño e invierno, alcanzado valores máximos durante julio y agosto, según lo observado en la **Figura 87 (derecha)**. A diferencia de las situaciones vistas anteriormente, este patrón no presenta gran variabilidad durante los meses que se registran mas eventos, más bien, esta se concentra en los dos primeros meses de la aparición de este tipo de patrón, es decir, durante abril y mayo.

**ACFPSC 3** es claramente invernal, **Figura 88 (izquierda)**. El verano posee fluctuaciones que no siguen un patrón regular, con varios años en los que no se producen eventos. El otoño muestra mayores fluctuaciones, con mayor número de eventos por año. Los primeros años muestran un máximo relativo, situación que cambia la segunda mitad de la década del 80. Desde el año 1992 en adelante, el comportamiento oscilatorio se recupera, con periodos cortos de aproximadamente 5 años. El comportamiento invernal es el que posee mayor variabilidad interanual, destacándose los máximos relativos de 15 y 13 eventos, durante la segunda mitad de la década del 80 y los años posteriores a 2000, respectivamente. A pesar de no tener un carácter netamente oscilatorio, la curva que describe el filtro sugiere que los máximos se producen cada 12 ó 13 años. En la serie primaveral las fluctuaciones disminuyen, sin embargo, poseen un comportamiento cíclico, con un periodo cercano a 7 años. La serie anual muestra variabilidad leve, destacándose máximos de 27 y 23 eventos, durante la segunda mitad de la década del 80 y los años posteriores a 2000, respectivamente. **Cuadro 3.3** muestra que las tendencias observadas para verano, primavera y la cuenta anual, son significativas, evidenciando una inclinación general hacia la disminución de eventos con los años.

Como se mencionó, este patrón posee una clara presencia invernal, alcanzado su máxima expresión durante el mes de julio, de acuerdo a **Figura 88 (derecha)**. La aparición invernal contrasta con el resto del año, donde casi no aparece dentro de las cuentas mensuales. La variabilidad de este patrón crece durante los meses de invierno, alcanzado máximos durante mayo y julio.

**AR** presenta una marcada variabilidad interanual, tal como lo muestra la **Figura 89 (izquierda)**. Los veranos muestran una evolución irregular, donde se alternan años de bajos y altos valores, comportamiento que queda en evidencia a partir de la década del 90. A pesar de lo ruidoso, la serie filtrada retiene una periodicidad aproximada de 7 años, con épocas de máximos durante principios de la década del 90 y años posteriores a 2000. Otoño describe una evolución similar, aunque de menor amplitud y con menos ruido que el verano. La serie invernal muestra una evolución hacia un comportamiento oscilatorio, el cual se evidencia mejor a partir de la década del 90. Se identifican dos épocas de valores máximos: durante mediados de la década del 90 y en la vecindad del 2005, con 13 y 11 eventos respectivamente. En primavera se describe una fluctuación similar a la observada en otoño, aunque de mayor amplitud, con una ciclicidad bien marcada. La serie anual describe un comportamiento sinusoidal, con un periodo marcado de 10 años. Las crestas de esta serie se observan en las cercanías de los años 1984, 1994 y 2004, con 27, 34 y 33 eventos respectivamente.

Este patrón posee presencia tanto en verano como en invierno, según lo observado en la **Figura 89 (derecha)**. Los máximos se observan durante mayo y junio, meses que además poseen gran variabilidad. En general, la climatología describe que para cada mes del año es posible observar a lo menos un evento.

**CSF 1** posee una mayor presencia durante los meses de otoño, **Figura 90 (izquierda)**. La serie estival muestra leves oscilaciones, las que no muestran una regularidad temporal. Otoño describe fluctuaciones muy marcadas, observándose máximos de 12 eventos, alrededor de los años 1990 y 2001. Un máximo relativo se observa en 2008, de 13 eventos. La cuenta de otoño evidencia una tendencia significativa al alza de  $1[\frac{\text{evento}}{\text{década}}]$ , de acuerdo al **Cuadro 3.3**. Invierno también evidencia un carácter oscilatorio, aunque se pierde a partir de la segunda mitad de la década del 90. Se observan máximos estacionales, con valores de 13 eventos para los años 1983 y 1994. La primavera no evidencia un carácter periódico, aunque de acuerdo al **Cuadro 3.3**, posee una tendencia significativa a la disminución de  $-1[\frac{\text{evento}}{\text{década}}]$ . La serie de cuentas anuales describe oscilaciones ínfimas.

Este patrón se manifiesta mayormente durante otoño y primavera, según **Figura 90 (derecha)**. Los máximos se observan durante los meses de abril y mayo, desarrollándose 2 eventos por cada mes. La máxima variabilidad se concentra entre finales de otoño y principios de invierno, lo que se puede apreciar también en ambas estaciones.

**CSF 2** describe un carácter oscilatorio para todas las estaciones del año, **Figura 91 (izquierda)**. En el verano se observan fluctuaciones, las que son marcadas por conjuntos de valores altos durante principios de la década del 90 y años posteriores a 2000. El otoño presenta una variabilidad de mayor amplitud que la observada en verano, marcando máximos durante 1980, mediados de la década del 90 y años posteriores a 2000. Otoño es donde se presenta el máximo de eventos, con 15 días durante 1980. Invierno describe un comportamiento similar a la serie otoñal, con valores máximos concentrados durante gran parte de la década del 90. Aparece una periodicidad aproximada de 10 años, la cual se aprecia bien a partir desde 1990. La serie primaveral no presenta un carácter oscilatorio, aunque se distinguen épocas de valores máximos centradas en los años 1985 y 2002. La serie anual describe un patrón relativamente cíclico, donde las fluctuaciones poseen periodos aproximados de 10 años.

Los promedios mensuales muestran que este patrón se presenta con regularidad durante todo el año, con 2 eventos por mes, según la **Figura 91 (derecha)**. Durante el año se observa una variabilidad baja con respecto a otros patrones, situación que sólo cambia durante marzo, con una desviación estándar cercana a 3 eventos, la mayor de todos los patrones estudiados.

A partir de la climatología mensual, se puede hacer una estimación robusta de cuántos eventos se producen por cada tipo de patrón de circulación. Estos valores sirven para indicar el número total de eventos de cada patrón dentro de un año, así como el total de días dentro de cada mes que corresponden a patrones de circulación recurrentes, como los obtenidos con la presente metodología.

El **Cuadro 3.4** revela que, en términos generales, los eventos que se desarrollan en los meses correspondientes a las estaciones de verano y otoño tienen mayor variabilidad que los que se producen en invierno o primavera. El total mensual muestra que la época con mayor número de estos patrones sinópticos es invierno, en contraste con lo observado para verano. El total anual revela que el patrón con mayor presencia durante el año es **CSF 2**.

	ACDPSC		ACFPSC			AR	CSF		T.M.
	P 1	P 2	P 1	P 2	P 3	P 1	P 1	P 2	
<b>Enero</b>	1 ± 2	1 ± 1	0 ± 1	1 ± 1	0 ± 1	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 2	8 ± 1
<b>Febrero</b>	2 ± 2	1 ± 1	1 ± 1	1 ± 1	1 ± 1	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 1	11 ± 1
<b>Marzo</b>	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 2	1 ± 1	1 ± 1	1 ± 2	1 ± 1	2 ± 3	11 ± 2
<b>Abril</b>	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 2	1 ± 1	1 ± 1	2 ± 2	2 ± 1	13 ± 2
<b>Mayo</b>	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 1	15 ± 2
<b>Junio</b>	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	16 ± 2
<b>Julio</b>	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	3 ± 3	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	17 ± 2
<b>Agosto</b>	2 ± 2	3 ± 2	2 ± 1	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 1	2 ± 2	2 ± 2	17 ± 2
<b>Septiembre</b>	1 ± 1	3 ± 2	2 ± 2	2 ± 1	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 2	2 ± 2	15 ± 2
<b>Octubre</b>	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 1	1 ± 1	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	15 ± 2
<b>Noviembre</b>	1 ± 1	2 ± 2	1 ± 1	2 ± 1	1 ± 1	2 ± 2	1 ± 2	2 ± 2	12 ± 2
<b>Diciembre</b>	2 ± 2	1 ± 1	1 ± 2	1 ± 1	0 ± 1	2 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	11 ± 1
<b>T.A.</b>	21 ± 2	23 ± 2	16 ± 2	20 ± 1	16 ± 2	21 ± 2	20 ± 2	24 ± 2	171 ± 2

**Cuadro 3.4:** Promedios mensuales y desviación estandar, aproximados a valores enteros, extraídos desde las climatologías. Valores marcados con rojo indican desviación estandar mayor al promedio, valores azules muestran la relación inversa. **ACDPSC:** Anticiclón Débil con Proyección Sobre Continente, **ACFPSC:** Anticiclón Fuerte con Proyección Sobre Continente, **CSF:** Ciclón o Sistema Frontal, **AR:** Anticiclón Reforzado. **T.M.** y **T.A.** son el Total Mensual y el Total Anual, respectivamente. Las columnas de **P** indican patrones.

Otras observaciones relativas al **Cuadro 3.4**, son que entre los meses de diciembre y abril se desarrolla al menos un evento perteneciente a estas clases cada 3 días. Por otro lado, durante las estaciones de invierno y primavera, la frecuencia de aparición de estos eventos aumenta, observándose un evento cada 2 días.

### 3.4.3. Relaciones con Algunos Índices Climáticos

Entre los análisis realizados para observar alguna relación entre diversos índices climáticos y las series de número de eventos por patrón, el que arroja mejores resultados es el mostrado en el **Cuadro 3.5**. Este análisis consiste en correlacionar la serie filtrada de las cuentas mensuales de eventos con los valores mensuales de cada índice climático considerado en la metodología.

	$N_{1+2}$	$N_{3,4}$	$N_3$	$N_4$	PDO	SOI	TNI	IPO	AAO
<b>ACDPSC 1</b>	-0.09	-0.19	-0.17	-0.2	-0.11	0.21	0.16	-0.14	0.16
<b>ACDPSC 2</b>	-0.06	-0.19	-0.16	-0.24	-0.17	0.17	0.31	-0.21	0.01
<b>ACFPSC 1</b>	-0.01	-0.14	-0.09	-0.2	0.11	-0.03	0.37	0	0.05
<b>ACFPSC 2</b>	0.20	0.12	-0.04	0.28	0.06	-0.19	-0.44	0.06	-0.11
<b>ACFPSC 3</b>	-0.02	0.19	0.11	0.26	0.15	-0.07	-0.28	0.04	-0.11
<b>AR</b>	0.01	0.26	0.16	0.38	0.2	-0.25	-0.50	0.22	-0.08
<b>CSF 1</b>	-0.01	-0.15	-0.10	-0.20	-0.09	0.02	0.35	-0.19	0.01
<b>CSF 2</b>	0.08	0.31	0.21	0.42	0.25	-0.23	-0.54	0.29	-0.09

**Cuadro 3.5:** Tabla de correlaciones entre series filtradas de número de eventos mensuales e índices climatológicos mensuales. Valores en azul y rojo indican mínima y máxima correlación, respectivamente. **ACDPSC:** Anticiclón Débil con Proyección Sobre Continente, **ACFPSC:** Anticiclón Fuerte con Proyección Sobre Continente, **CSF:** Ciclón o Sistema Frontal, **AR:** Anticiclón Reforzado.  $N_{1+2}$ : Niño1+2,  $N_{3,4}$ : Niño3.4,  $N_3$ : Niño 3,  $N_4$ : Niño 4, **PDO:** Pacific Decadal Oscillation, **SOI:** Southern Oscillation Index, **TNI:** Trans-Niño Index, **IPO:** Interdecadal Pacific Oscillation, **AAO:** Antarctic Oscillation.

El **Cuadro 3.5** muestra en general una escasa relación entre los índices climáticos y los patrones de circulación descritos. Se observa que la máxima correlación positiva se da entre el índice de Niño 4 y **CSF 2**, alcanzando un valor de 0.42. La máxima correlación negativa se observa entre el mismo patrón de circulación y el **Índice Trans-Niño**, la que alcanza un valor de -0.54. Ambos valores, y el conjunto total de correlaciones, no muestran correlaciones significantes (tomando como base el valor 0.6), por lo que la relación entre regímenes de circulación extremos y los índices climáticos del hemisferio sur no es del todo clara.

# Capítulo 4

## Discusión e Interpretación

### 4.1. Climatología Estacional de Vientos

#### 4.1.1. Viento en Superficie

La climatología estacional de los vientos en superficie se ajusta a lo descrito por Miller (1976). Miller establece que la distribución latitudinal de los vientos, sobre territorio nacional, puede ser inferida a partir del campo medio de **SLP**, obteniéndose tres bandas generales de circulación. La primera, se encuentra al norte de 31°S, caracterizada por la presencia permanente del anticiclón subtropical del Pacífico, el que genera bloqueo de los flujos superficiales del oeste. La segunda banda se centra entre 31 y 42°S, presentando gran variabilidad atmosférica estacional, teniendo vientos del suroeste en el norte, y flujos del norte en latitudes mayores. Por último, la tercera zona, hacia el sur de 41°S, posee dominio de la circulación de flujos del oeste durante todo el año.

Los resultados obtenidos muestran las tres zonas antes descritas. Se destaca la presencia del jet costero superficial en 30°S, el cual presenta la estacionalidad descrita por Garreaud and Muñoz (2005). También aparece el jet de 36°S, descrito por Montecinos *et al.* (2011) y Rahn and Garreaud (2013), y la zona de vientos norte, desde 40°S hacia el sur. Sin embargo, aunque la estructura latitudinal del campo de **SLP** en los resultados sigue la misma forma que lo observado por Miller, existe cierta sobreestimación respecto a los valores máximos (no mostrado).

La variabilidad estacional de los vientos en la zona depende de la dinámica subtropical y de latitudes medias. La posición del anticiclón subtropical del Pacífico está dada por la celda de Hadley, la cual se proyecta hacia el hemisferio donde se produce el verano (Hartmann 1994). La celda invertida en el hemisferio sur provoca desplazamiento del anticiclón en el mismo sentido, restringiendo los flujos del oeste superficiales sobre un área mayor, tal como se observa en las **Figuras 2 y 8**. Durante el invierno austral la situación es inversa, produciéndose penetración de los flujos del oeste en latitudes más bajas (**Figuras 4 y 6**).

Observando el campo de presiones, se evidencian áreas de baja **SLP** en torno a la costa norte del área de estudio, valores que corresponderían a la vaguada costera climatológica, según lo mencionado por Rahn and Garreaud (2013). Esta estructura posee una presencia anual, centrada en 30°S, estudiada por Garreaud *et al.* (2002). Una de las características de esta estructura es que se desarrolla hacia el norte del jet costero superficial.

#### 4.1.2. Perfil Costero Vertical Climatológico

No existe literatura acerca del comportamiento del perfil vertical de los vientos, sin embargo, el fortalecimiento observado de los vientos del oeste en altura, sobre latitudes cercanas a 50°S, fue descrito por Taljaard *et al.* (1969). Respecto a la componente del este débil observada en 850[hPa], hacia el norte, esta obedecería al descenso de **SLP** y al debilitamiento del gradiente meridional de presión.

De acuerdo a las coordenadas isobáricas (**Ecuación 4.1**) y al balance geostrófico (**Relaciones 4.2 y 4.3**), el campo de vientos en altura debería obedecer a la estructura de las isolíneas de altura geopotencial.

$$\frac{1}{\rho} \nabla P = \nabla \phi \quad \text{Coordenadas isobáricas} \quad (4.1)$$

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial y} \quad \text{Balance geostrófico para } \mathbf{u} \quad (4.2)$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial x} \quad \text{Balance geostrófico para } \mathbf{v} \quad (4.3)$$

El movimiento del anticiclón hacia el sur durante verano provoca un estrechamiento del campo de alturas geopotenciales, lo que se traduce en un mayor gradiente meridional de presión. Al aumentar  $\nabla \text{SLP}$  meridional,  $\mathbf{u}$  se acelera por balance geostrófico, situación que se observa con claridad en el nivel de 500[hPa] (**Figura 3**). Por el contrario, durante invierno el anticiclón se retira hacia el norte, disminuyendo el gradiente meridional de alturas geopotenciales, produciendo una desaceleración del flujo zonal (**Figura 7**). Sin embargo, esta misma condición favorece la penetración de flujos del oeste, los cuales pueden dejar precipitaciones hasta más al norte de 31°S, llegando incluso a 27°S (Miller 1976).

## 4.2. Componentes Principales

De acuerdo a lo realizado por Ludwig *et al.* (2004), el análisis de **CEOFs** en este estudio está bien aplicado, pues la zona de estudio presenta patrones de circulación bien definidos, como lo son la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico y la zona de circulación de latitudes medias. Sin embargo, no existen referencias de estudios donde se haya aplicado componentes principales sobre un campo con 4 dimensiones.

Este trabajo presenta ciertas diferencias con lo realizado por Conil and Hall (2005) para la aplicación de las **CEOFs**, debido a que este método es llevado a cabo sobre el campo de anomalías diarias de viento sin estandarizar, otorgando una mayor varianza. Además, el análisis es hecho sobre el total de datos concentrados dentro del tiempo de estudio, y no sólo para una estación del año, como el invierno. Los resultados obtenidos, tal como se señaló en el capítulo anterior, muestran que los tres primeros modos poseen independencia, de acuerdo a la regla de North (North *et al.* 1982). Lo anterior, según Conil and Hall (2005), permite la correcta aplicación del análisis de clustering.

Para una interpretación correcta de los campos obtenidos con las **CEOFs**, se deben considerar las correlaciones, en valor absoluto, superiores a 0.6. Lo anterior por las siguientes razones:

- La formula de correlación empleada es la de Pearson (ordinaria), por lo tanto, se vuelve significativa para este valor.
- Dado los grados de libertad del sistema, donde se incluyen varias escalas distintas de variabilidad, conviene ser exigente con la significancia del estadístico (Montecinos, com. per.).
- El cuadrado de la correlación de Pearson es la varianza explicada de una variable respecto a otra (Wilks 2006), por lo que conviene que la componente principal explique la mayor cantidad de varianza posible.

El primer modo, de acuerdo al patrón espacial de correlaciones que presenta, evidencia circulación anticlónica en superficie y flujos del oeste en altura, ambos en términos de anomalías. Lo anterior se puede asumir debido a los resultados de la climatología, la cual evidencia fuerte componente positiva superficial de  $\mathbf{v}$  en la zona donde se observan valores muy positivos de correlación con la CP1 (**Figura 12**). De ser así, el primer modo presenta vientos superficiales del sur sobre el continente, los que se desarrollan hacia el norte como vientos salientes de la costa, ya que  $\mathbf{u}$  se correlaciona de manera inversa. En altura, sabiendo que  $\mathbf{u}$  es principalmente positivo, entonces  $\mathbf{v}$  debe poseer cierta componente anómala negativa, lo que obedece al flujo medio de los vientos oestes en altura (Hartmann 1994).

El primer modo parece manifestarse con más fuerza entre los meses de abril y octubre, desarrollando tanto su fase positiva como negativa. Entre octubre y enero parece dominar la fase positiva, lo que coincide con la idea de que este patrón representa parte de la circulación anticiclónica sobre el océano y el desarrollo de flujos del oeste en altura, los que como se mencionó, se fortalecen durante estos meses.

El segundo modo muestra la circulación de latitudes medias. Los resultados de la climatología de vientos evidencia que, en promedio, hacia el sur de  $40^{\circ}\text{S}$  siempre hay flujos dominantes del oeste. Considerando que la correlación entre CP2 y  $\mathbf{u}$  hacia el sur de la zona de estudio es siempre positiva, entonces se asume que lo observado corresponden a un flujo zonal, dominante en todos los niveles, con escasa componente meridional.

La segunda componente principal se manifiesta con mayor intensidad entre los meses mayo y noviembre. Sin embargo, es la fase negativa la que predomina durante estos meses. Debido a que esta configuración coincide con la descripción realizada para flujos del oeste y circulación anticiclónica, es probable que la fase negativa este relacionada al desarrollo de sistemas frontales sobre la zona centro-sur del país, los cuales producen alteraciones en la dirección que adquieren los vientos.

El tercer modo de variabilidad es complicado de interpretar, sin embargo, parece corresponder a una configuración de circulación ciclónica. Dado el patrón de correlaciones observado, se puede asumir que anomalías positivas de  $\mathbf{v}$  se dan hacia el sureste del área de estudio, mientras sobre gran parte de la costa se desarrolla un flujo zonal positivo. La situación anterior se puede producir cuando una baja presión superficial hace su ingreso hacia el continente, forzando la circulación de viento descrita. En altura, la circulación de los vientos podría ser descrita por la presencia de una vaguada en altura, o la entrada de una prevaguada por el suroeste del área de estudio.

A diferencia de las otras componentes principales, este modo no presenta una concentración de valores bien definida, salvo entre los meses de junio y agosto, donde se observan valores fortalecidos en la fase negativa. La situación anterior podría estar relacionada al cambio en el patrón de los vientos que se desarrolla en la zona centro-sur del país, producto del movimiento del Anticiclón Suptropical del Pacífico hacia el norte.

Las tres componentes principales se presentan como campos barotrópicos. Si bien, no existen referencias al respecto que expliquen esta característica, es probable que la existencia de regímenes de circulación bien definidos en la zona contribuyan a este resultado, de acuerdo a lo expuesto por Ludwig *et al.* (2004).

### 4.3. Clustering

Conil and Hall (2005) señalan que el agrupamiento se realiza sobre las dos primeras CPs, pues son independientes entre sí, además de concentrar el 71 % de la varianza total. En este estudio, el agrupamiento se realiza empleando las primeras tres componentes principales, debido a que no están mezcladas entre sí (North *et al.* 1982), además de explicar aproximadamente el 70 % de la varianza total.

Además de lo señalado anteriormente, la clasificación realizada también difiere en el número de clases usadas. Conil and Hall (2005) utilizan tres semillas distintas, con las cuales se identifica 3 patrones distintos de circulación para el invierno. En este estudio, en cambio, debido al empleo de 3 CPs para realizar agrupamiento, la dispersión de eventos respecto a las componentes principales corresponde a un espacio de tres dimensiones, el cual se puede dividir en 8 octantes. Debido a la gran cantidad de días que este trabajo comprende, los 16 grupos generados obedecen a asegurar la identificación de clases que contengan un número significativo de días por octante.

Un posible problema con lo anterior, es el carácter aleatorio del algoritmo **K-means**. Cada vez que se utiliza este método, los centroides dentro de las CPs cambian, originando clasificaciones distintas. Sin embargo, tras varias pruebas, se asegura que tras cumplirse la condición de convergencia en 50 iteraciones, el algoritmo siempre identifica los mismos patrones: 2 anticiclones débiles, 3 anticiclones fuertes, un anticiclón reforzado y 2 ciclones.

## 4.4. Compuestos

### 4.4.1. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 1

Las dos estructuras de presión superficial producen una circulación casi geostrófica sobre el océano. Debido al gradiente de presión generado, un flujo de gran magnitud se desarrolla sobre el área oceánica, el cual posee dirección noroeste. El anticiclón fuerza flujos del este hacia el norte del área del estudio, los cuales aparecen sobre territorio nacional desde 850[hPa] hacia niveles superiores. Debido a la subsidencia presente sobre la costa, los vientos del este son forzados a descender desde los niveles superiores, experimentando compresión adiabática.

La forma del campo de presiones parece corresponder a una condición sinóptica posterior, en términos de evolución temporal, a la descrita por Rutllant and Garreaud (2004). Parece ser que este patrón evidencia el paso de un anticiclón migratorio sobre el continente, el cual ya se encuentra muy desplazado hacia territorio argentino. Esta alta se encontraría situada bajo una vaguada fría en altura, respondiendo a una condición post-frontal. Mientras la alta migratoria se encuentre sobre territorio argentino, los flujos del este serán forzados a descender sobre Chile, provocando advección de aire cálido y seco. Cabe señalar que además de la configuración sinóptica, la estacionalidad de este tipo de eventos parece calzar con lo propuesto por Rutllant and Garreaud (2004), produciéndose mayormente en otoño e invierno.

Muñoz and Garreaud (2005) proponen que el debilitamiento de los vientos del este, debido a la fricción producida por la Cordillera de los Andes, favorece la aparición del jet costero en 30°S. Es probable que el mismo marco teórico sirva para explicar la aparición de esta estructura en 36°S, donde quizás la forma y posición del anticiclón, desplazado hacia el sur, cumple algún tipo de factor. Las anomalías de temperatura positivas sobre el océano parecen tener que ver con advección cálida desde el trópico, producida por los vientos de dirección noroeste. Los flujos del oeste, tras enfrentarse con la Cordillera de los Andes, son calentados por compresión en el sector de sotavento, marcando anomalías positivas de temperatura.

El campo de anomalías de humedad respalda lo anteriormente mencionado. El aire advechado desde el océano es húmedo, el cual parece secarse una vez que las masas traspasan la cordillera. Al llegar a territorio argentino, estas masas de aire se juntan con aire húmedo advechado desde el Océano Atlántico. Debido a la presencia de la circulación anticiclónica, el aire nuevamente es forzado a ascender la cordillera, adquiriendo componente este, dejando precipitaciones en la ladera de sotavento. El aire que desciende sobre los valles y la costa chilena de la zona central, se percibiría seco y cálido, en términos de anomalías. Aire frío y seco parece ser advechado por la circulación ciclónica que se observa hacia el sur, desarrollando actividad frontal sobre el océano cuando interactúa con el aire tropical.

#### 4.4.2. Anticiclón Débil Extendido Sobre la Costa, tipo 2

En este caso, el campo de bajas presiones es débil, junto con un estrechamiento menor de las isóbaras superficiales, generando un gradiente menor de **SLP**, lo que deriva en viento de menor intensidad.

Debido a que todo el sistema parece desplazado hacia el oeste, la circulación ciclónica produce viento norte intenso sobre la costa, el cual afecta la zona sur del país dejando precipitaciones. Tanto el jet costero superficial como los flujos del este descendentes se desarrollan hacia el sur de lo observado en el patrón anterior, lo que tiene que ver con la localización del anticiclón. En particular, la estructura del jet costero parece debilitada, lo que tiene que ver con un gradiente meridional de presión débil, probablemente asociado a un escaso desarrollo de la vaguada costera en el norte. Los vientos desarrollan advección de masas frías y secas de aire polar sobre el océano, las que se juntan con cantidades menores de aire cálido y húmedo provenientes del ecuador, formando una zona de actividad frontal, la cual posee la orientación del eje de la prevaguada en altura. Esta mezcla de masas de aire genera concentraciones notorias de agua precipitada.

La condición aquí observada se asemeja al patrón anterior, describiendo una estructura sinóptica similar. Sin embargo, no queda claro si la alta presión del extremo sureste corresponde a un anticiclón migratorio o al borde de una alta de bloqueo, las cuales climatológicamente se posicionan sobre esta área (Trenberth *et al.* 1985). Si se trata de un anticiclón migratorio, podría ser que corresponda a una estructura posterior, en términos de tiempo, a **ACDPSC 1**, debido al desplazamiento de la prevaguada sobre el continente. También puede ser que este patrón sea alternativo, temporalmente, a **ACDPSC 1**, puesto que los porcentajes de aparición dentro de la serie de tiempo son similares (**Cuadro 3.1**).

Si se trata de una alta de bloqueo, entonces la condición sería prefONTAL. La baja presión sería dirigida hacia el continente, provocando advección de aire frío y precipitaciones sobre la zona centro-sur de Chile. Esta estructura podría asemejarse a una etapa anterior, en términos de tiempo, al segundo patrón descrito por Rutllant and Garreaud (2004), donde una baja presión hace su entrada hacia la costa, mientras sobre la Cordillera de los Andes se desarrollan flujos del este.

En términos de estacionalidad también existe alguna similitud con **ACDPSC 1**, produciéndose tanto en invierno como en primavera. Sin embargo, este patrón tiene una tendencia significativa a la disminución, lo que podría interpretarse como una posible disminución de la precipitación sobre el sur del continente, más si el anticiclón en el sur efectivamente representa una alta de bloqueo.

### 4.4.3. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 1

El estrechamiento de las isóbaras superficiales fortalece el gradiente de **SLP** sobre el océano, el que genera vientos intensos de dirección noroeste, por ajuste geostrófico. A su vez, sobre la costa, el jet superficial aparece fortalecido en 36°S, hacia el sur de los flujos del este, los que parecen generar la vaguada costera del norte (Garreaud *et al.* 2002). Estos flujos, que se desarrollan en todos los niveles de presión, poseen muy baja intensidad, lo que les da un carácter similar al descrito para el viento Foehn (Hoinka 1985).

Tanto la circulación ciclónica en superficie como la vaguada en altura parecen adveccionar aire frío desde el polo sobre el área oceánica. El aire frío se junta con el cálido procedente desde el trópico aumentando la humedad relativa en océano y costa. Los flujos del oeste dejan precipitación en la ladera de barlovento de la Cordillera de los Andes, en el extremo sur, para luego experimentar compresión adiabática en la ladera de sotavento. Es probable que el efecto de calentamiento, producto de la compresión, sea potenciado por la advección cálida generada por la dorsal en altura.

Sobre territorio argentino se generan zonas de convergencia superficial de flujos, las cuales producen precipitación en algunas partes de la ladera de sotavento. Las masas de aire de las pampas son adveccionadas hacia territorio chileno, generando flujos del sureste cálidos, secos y de baja magnitud, en casi todo el centro y centro-sur de Chile, desde 850[hPa] hacia niveles superiores. Estas características refuerzan la calificación de patrón similar a viento Foehn.

El carácter invernal y primaveral de este patrón parece corresponder con las características del “viento puelche” de la zona centro-sur del país, el cual es un “aviso de lluvia” en invierno para algunas zonas, aunque esto no posee referencias en la literatura científica ni ha sido estudiado. Pese a esta semejanza, de acuerdo a este estudio, es una condición que posee una disminución significativa durante el invierno, lo que puede entenderse como inviernos más fríos para la zona centro-sur del país.

#### 4.4.4. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 2

Un gradiente de presiones superficiales intenso, exhibido hacia el sur del área de estudio, produce fuertes vientos del oeste que entran hacia el continente. El flujo oeste experimenta una notable aceleración en el extremo austral de Chile, donde las isóbaras poseen un marcado estrechamiento. El jet costero aparece debilitado, lo que puede ser explicado por la posición del anticiclón: su ubicación hacia el oeste del área de estudio no contribuye a la generación de un gradiente meridional de presiones, debido a que la proyección anticiclónica alcanza la costa con valores de presión superficial débiles.

La circulación anticiclónica aparece debilitada en altura, siendo dominante el régimen impuesto por el ciclón superficial y la vaguada. No queda claro por qué, pero el patrón es mayormente cálido y seco. Es probable que la vaguada en altura, dando paso a una predorsal, junto con la posición y forma del anticiclón, generen que aire cálido sea advechado desde el trópico, el cual reemplaza al aire frío y seco bajo la vaguada invernal. Debido a esto, las zonas con anomalías positivas de **HR** posiblemente corresponden a lugares donde se está desarrollando condensación, liberando calor latente al ambiente, aumentando aún más la temperatura. La idea anterior es consistente, debido a que los lugares donde se desarrollan valores positivos de anomalías de **HR** coinciden con zonas donde existen valores de agua precipitada por sobre  $0 \left[ \frac{mm}{s} \right]$ .

La subsidencia observada es débil sobre el océano, sin embargo, se fortalece en el continente, donde se desarrolla calentamiento anómalo de las masas de aire provenientes desde el oeste. Sin embargo, este flujo no es advechado hacia el norte, continuando su desplazamiento hacia el oeste.

Este patrón, que se manifiesta entre los meses de abril y octubre, posee una marcada tendencia a la disminución durante invierno. La disminución de este tipo de patrón sinóptico, podría afectar en parte la temperatura media de los futuros inviernos, resultando ser levemente más fríos.

#### 4.4.5. Anticiclón Fuerte Extendido Sobre la Costa, tipo 3

El gradiente de SLP fuerza vientos de componente zonal positiva, los cuales se desarrollan hacia el sur del área de estudio. Estos vientos son forzados a llegar a la zona austral del continente, dejando precipitaciones sobre la costa y la ladera de barlovento de la Cordillera de los Andes. El jet costero superficial posee la forma descrita por Garreaud and Muñoz (2005), el cual parece potenciarse debido a la débil magnitud de los vientos del este sobre territorio nacional, condición estudiada por Muñoz and Garreaud (2005). La vaguada costera sólo aparece muy al norte de la zona de estudio.

El campo se describe como frío y húmedo en términos de anomalías. Podría ser que esta situación se deba a una vaguada que predomina en altura. Esta estructura permite la advección de aire frío desde el polo, lo que se puede observar con la componente suroeste del viento en los niveles superiores. Al ser un anticiclón desplazado hacia el sur respecto a la climatología, podría ser que este produzca bloqueo de los flujos cálidos y húmedos sobre el continente, predominando la advección fría. Los vientos del este se desarrollan como flujos de aire helados, pese a la intensa subsidencia sobre la costa y el océano, volviéndose cálidos sólo muy hacia el norte del área de estudio.

El carácter anómalo húmedo del patrón podría deberse a que de advectarse aire desde el ecuador, este sigue la trayectoria zonal de los vientos, llegando sólo a las zonas muy australes, producto del posible bloqueo impuesto por el anticiclón. La humedad relativa aumentaría sólo por concepto de disminución de la razón de mezcla de saturación, esto debido a las bajas temperaturas.

Este patrón, que de acuerdo a la climatología es de carácter invernal, podría asociarse a inviernos secos para la zona central del país. Sin embargo, no se observa ninguna relación interanual entre este tipo de estructura y años con La Niña.

#### 4.4.6. Anticiclón Fuerte, Desplazado Hacia el Sur de 35°S

El anticiclón desplazado hacia el sur genera un estrechamiento pronunciado de las isóbaras hacia el sur de la zona de estudio, produciendo un flujo muy intenso de viento noroeste superficial, el cual advecta masas de aire cálido y húmedo ecuatoriales hacia el polo. La estructura del jet hace su aparición sobre la zona costera, obedeciendo al marco teórico propuesto por Muñoz and Garreaud (2005), aunque en un área más extendida. El jet parece potenciarse debido a la fricción de la cordillera sobre los vientos del este, los que por ser cálidos generan una vaguada costera profundizada.

Casi no existe agua precipitada, lo que puede ser debido a la sequedad de los flujos del este desarrollados sobre el continente, o la fuerte subsidencia sobre gran parte del área oceánica. Las anomalías negativas de temperatura pueden obedecer a la advección de aire frío que provoca el viento sur sobre gran parte del continente y la zona costera, observándose valores positivos sólo cuando el viento proviene desde el norte.

Esta estructura presenta un comportamiento Foehn (Hoinka 1985), similar al que experimenta **ACFPSC 1**. Se observan anomalías positivas de temperatura menos intensas. Sin embargo, es clara la presencia de una alta migratoria superficial trasladándose sobre territorio argentino. Respecto a lo descrito por Rutllant and Garreaud (2004) para el “viento raco”, el sistema aparece levemente desplazado hacia el sur, sin embargo, en términos sinópticos, es bastante similar, pudiéndose identificar la dorsal en altura, la vaguada costera profundizada, las precipitaciones en la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes producto del ascenso orográfico forzado, y el anticiclón migratorio. La estructura anticlónica, al encontrarse desplazada sobre el sur del territorio chileno, fuerza vientos del este sobre Chile central, en el nivel de 850[hPa]. Estos vientos, debido a la compresión adiabática que experimentan, son responsables del perfil superficial cálido y seco que se observa para la zona.

Este patrón estival e invernal parece poseer una tendencia al aumento durante el verano, sin embargo, no es un valor significativo. Junto con **ACFPSC 1**, son las dos estructuras sinópticas que producen vientos del este, cálidos y secos, sobre la zona centro-sur de Chile. Cabe mencionar que los vientos del este no parecen hacer contacto con la superficie, no llegando a alturas inferiores a 1000[m], por lo que sólo se observan desde 850[hPa] hacia niveles superiores.

#### 4.4.7. Ciclón o Sistema Frontal, tipo 1

Los ciclones superficiales, bajo la estructura de una vaguada que va entrando hacia el continente, producen la aparición de un sistema frontal, el cual arrastra aire frío desde el polo, el que se sitúa tras flujos cálidos procedentes desde el ecuador. La situación descrita genera ascenso frontal, la que produce precipitaciones sobre todo el sur de Chile.

El viento generado sobre el océano es intenso, debido al estrechamiento general de las isolíneas de altura geopotencial. Al llegar al continente, los flujos adquieren dirección norte, los cuales parecen ser acelerados por la presencia de los relieves bajos de la Cordillera de los Andes, avanzando hacia el sur.

Hacia el norte del área de estudio, flujos débiles del este se desarrollan sobre el territorio chileno, los que provocan precipitaciones en la ladera de sotavento de la Cordillera de Los Andes, sin embargo, son flujos que parecen ser húmedos y fríos en términos de anomalías.

Este patrón se manifiesta tanto en otoño como en primavera, sin embargo, posee dos tendencias interanuales significativas. Por un lado, describe la única tendencia de todos los patrones al crecimiento, la que se desarrolla en otoño, traduciéndose como un aumento en la circulación ciclónica y en las precipitaciones sobre el sur de Chile. La otra tendencia se observa durante la primavera, donde el patrón describe una disminución. Una interpretación para estos patrones de evolución podría implicar una especie de desfase estacional en los patrones de circulación, donde las vaguadas se profundizarían hacia el ecuador durante otoño, mientras que las dorsales seguirían un comportamiento similar hacia el polo durante primavera.

#### 4.4.8. Ciclón o Sistema Frontal, tipo 2

Este patrón es similar al anterior, sin embargo, una vaguada profundizada hacia el ecuador aparece centrada en el área de estudio, desplazando el anticiclón subtropical hacia el oeste. Un flujo frío y húmedo, proveniente desde el océano, afecta gran parte del sur del continente.

Debido a la cercanía del sistema de bajas presiones al continente, una forma de configuración frontal aparece sobre la costa, la que desarrolla intenso ascenso de masas de aire, donde además derivan los vientos del oeste, con cierta componente norte. Es probable que este ascenso de aire tenga que ver con el desplazamiento de flujos cálidos por sobre las masas de aire frío superficial, generando además aumento de la humedad relativa.

Este patrón es el único que parece presentar una cierta relación con índices climáticos. Muestra la correlación más positiva y negativa de todos los patrones, con los índices  $N_4$  y  $TNI$ , respectivamente. Lo anterior puede implicar que esta estructura sinóptica tiene cierta teleconexión tanto con el calentamiento anómalo del Pacífico Occidental, como con el gradiente zonal de temperatura entre zonas distintas del ecuador.

## 4.5. Evolución temporal y Cambio Climático

De manera general, se puede observar una tendencia a la disminución del número de eventos de patrones de circulación recurrentes sobre el área de estudio, lo que se puede traducir como una pérdida de la variabilidad sinóptica, en donde el desarrollo de las condiciones meteorológicas obedecerían más a los cambios estacionales propios del hemisferio sur.

Belmadani *et al.* (2013) establece que a futuro, sobre la zona central de Chile, los vientos deberían experimentar una intensificación debido al aumento de la magnitud del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental. Es posible que esto ya se esté desarrollando desde hace algunas décadas atrás. El crecimiento del anticiclón se traduce tanto en un aumento de su magnitud y espacio, por lo tanto, su influencia se hace mayor sobre el norte y centro de Chile. En respuesta a este crecimiento, la circulación de latitudes medias debería trasladarse progresivamente hacia el sur, quitando variabilidad sinóptica a la zona central del país. Los resultados obtenidos, de forma general, parecen ajustarse a lo propuesto por Belmadani *et al.* (2013), siendo la antesala de un escenario producido por el cambio climático.

## 4.6. Metodología Alternativa

Otra metodología para realizar este trabajo consiste en analizar los campos de vientos de cada nivel en forma independiente (Martínez y Montecinos 2013), empleando las mismas variables meteorológicas. Al igual que en la metodología aplicada en el presente trabajo, se trabaja con las anomalías de las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  del viento, las que son obtenidas de la misma forma. Sobre estos campos, se aplica el análisis de componentes principales combinadas por cada nivel de presión. Se obtienen tres modos de variabilidad que explican aproximadamente el 70 % de la varianza total, ligeramente distintos para cada nivel e independientes entre ellos (North *et al.* 1982).

Al igual que en la metodología del presente trabajo, es empleado el algoritmo de agrupamiento **K-means** para obtener patrones sinópticos recurrentes de circulación. Sin embargo, este método es aplicado para las primeras tres componentes principales obtenidas por cada nivel de presión, por lo tanto, se obtienen 4 series que presentan identificación de distintas clases o patrones. Por cada agrupamiento realizado, para cada nivel se identifican 8 clases centrales y 8 clases externas (respecto a los ejes de las PCs). Siguiendo la línea del presente estudio, para cada clustering realizado sólo se trabaja con los patrones externos, los que representan rasgos sinópticos más definidos.

Las series de agrupamiento obtenidas para cada nivel, con la identificación de clases o patrones, son empleadas para generar compuestos de las diversas variables meteorológicas. Por cada serie de identificación de clases se realizan compuestos en los 4 niveles de presión. Debido a que cada serie de clustering identifica 8 patrones distintos de circulación, en total se obtienen 32 compuestos de campos en tres dimensiones por cada variable meteorológica.

Debido a la independencia existente entre cada análisis de clustering realizado, se busca la manera de encontrar relación entre los compuestos pertenecientes a las distintas series de identificación de clases, surgiendo la idea del **Análisis de Trayectorias**. Este análisis consiste en realizar la correlación espacial entre compuestos tridimensionales (por cada nivel de presión) pertenecientes a distintas series de clustering, para buscar los niveles en los que se observa similitud vertical. Además, las series de clustering son comparadas temporalmente, para obtener el nivel de coincidencia en que series distintas identifican un día en una misma clase.

El **Análisis de Trayectorias** es aplicado sobre los compuestos de  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  del viento, aceptando como trayectoria aquellos compuestos de distintos niveles de presión, clustering y clase, que presenten correlación espacial mayor a 0.7 (más del 49 % de la varianza explicada, según la correlación de Pearson), y que además, presenten una semejanza temporal superior al 50 %. Cabe señalar que la semejanza temporal permite un desfase de  $\pm 1$ .

Compuestos	1000[hPa]	850[hPa]	700[hPa]	500[hPa]
Baja 1	1	1		
Alta 1	2	2	6	
Alta 2		6		
Baja 2		3	3	3
Baja 3	4	4	4	1
Alta 3	6	5	5	6
Alta 4		7	7	7
Baja 4			1	

**Cuadro 4.1:** Resultados de la aplicación del **Método de Trayectorias**. La columna “**compuestos**” se refiere a los nombres de los compuestos identificados a partir del campo de presiones superficial. Los valores de presiones en la primera fila identifican los niveles de presión empleados. Los valores que van desde el 1 al 7 identifican distintas trayectorias encontradas.

El **Cuadro 4.1** muestra los resultados obtenidos por el **Método de Trayectorias**. Los valores que van desde 1 a 7 identifican siete trayectorias distintas, las que señalan semejanzas entre compuestos obtenidos con distintos clustering. Es claro que no todas las trayectorias son completas, puesto que no todas comprenden todos los niveles verticales de presión. Debido a lo anterior, este método no resulta efectivo al momento de querer identificar patrones sinópticos completos, aunque resulta útil para estudiar patrones sinópticos que sólo se desarrollan a ciertas alturas.

## 4.7. Observaciones Respecto al Producto NCEP-CFSR

Rahn and Garreaud (2013) realizan climatologías bimensuales del campo superficial de vientos, empleando las mismas salidas de CFSR usadas en este trabajo. Estas climatologías son comparadas con las obtenidas a partir de productos de QuikSCAT, obteniéndose valores de correlaciones espaciales superiores a 0.8. Sin embargo, existe una sobreestimación de CFSR para la magnitud del viento costero. Se encuentra que las zonas donde se produce mayor sobreestimación corresponden a las áreas de jets costeros, debido presumiblemente al efecto Gibb impuesto por la topografía (Lindberg and Broccoli 1996).

Lindberg and Broccoli (1996) señala que el efecto Gibb es propio de los modelos espectrales de pronóstico, como es el caso del modelo CFSR. Además, este error sería mayor al aumentar la resolución espacial, puesto que el uso de armónicos esféricos para interpolar la topografía genera señales espúreas en las variables atmosféricas.

Los trabajos de Stopa *et al.* (2013) y Chawla *et al.* (2013) evidencian algunos detalles de las salidas del modelo CFSR. Posee problemas al resolver el flujo cercano a la línea de costa, producto del cambio abrupto en la topografía. Probablemente la física del modelo de hielos no es suficiente para reproducir el campo de vientos en el hemisferio sur, puesto que los icebergs desprendidos desde la Antártica producen fricción en las marejadas, provocando sobreestimación de magnitudes del flujo. Además, algunos cambios en módulos físicos y asimilación de observaciones generan la presencia de saltos de información, destacándose los años 1992-1994 y 2006-2008.

A lo anterior se debe sumar otra sobreestimación, producida en el percentil 99 de los datos, relacionada a eventos extremos producto de la evolución de índices climáticos como la Oscilación Artica, Oscilación Antártica, Oscilación del Sur y la Oscilación de Madden Julian (Stopa *et al.* 2013). Sin embargo, pese a las observaciones anteriores, CFSR es un modelo innovador que reproduce bien, de manera general, el comportamiento de los vientos. Además, es el único producto de reanálisis en poseer alta resolución espacial (tanto en el plano horizontal como en la vertical) y temporal, que es forzado con la evolución temporal del campo de temperaturas superficiales del mar (Saha *et al.* 2010; Chawla *et al.* 2013).

# Capítulo 5

## Conclusiones

El análisis climatológico estacional muestra con claridad la evolución de la circulación de los vientos durante el año, la cual es forzada principalmente por la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico y el régimen de latitudes medias.

Sobre la costa, el viento superficial dominante proviene desde el sur, situación que se revierte en los niveles superiores de la atmósfera. La Cordillera de los Andes se muestra como una gran barrera, generando fricción y turbulencia en los flujos zonales de latitudes medias, así como fortaleciendo los vientos de componente meridional en la costa, destacándose el jet costero superficial climatológico en 30°S.

La influencia de la circulación anticiclónica disminuye con la altura, observándose un flujo mayormente zonal en los niveles superiores de presión. Los vientos en altura se intensifican o debilitan dependiendo de la estación del año, experimentando aceleración durante verano y desaceleración durante invierno, debido al estrechamiento o relajo respectivo de las líneas de altura geopotencial. Además, mientras que en altura el balance es geostrófico, en los niveles inferiores este equilibrio se pierde producto de la presencia de la Cordillera, la que actúa desacelerando la componente zonal del viento, imponiendo fricción.

Los perfiles meridionales muestran que el jet superficial costero se desarrolla sólo cerca de la superficie, alcanzando su mayor intensidad durante la primavera. Respecto a los vientos del este, estos se desarrollan en alturas sobre los 1000[m]. La máxima expresión de estos flujos se encuentra en verano, cuando el anticiclón alcanza su posición más austral. En otoño y primavera, estaciones de transición climática, se observan perfiles meridionales muy parecidos, notándose en la escasa presencia de flujos del este, junto con la componente sur del viento, la cual se manifiesta desde 42°S hacia el norte.

El análisis de componentes principales combinadas entrega como resultado tres modos de variabilidad, independientes entre si, que explican aproximadamente el 70% de la varianza total del campo de anomalías del viento. Los campos de correlación entre las CPs y las anomalías de las componentes  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{v}$  del viento poseen una estructura barotrópica. Las dos primeras CPs parecen manifestarse con mayor fuerza entre los meses de mayo y octubre, coincidiendo con los rasgos de la circulación anticiclónica y de latitudes medias para ese periodo.

Empleando las tres componentes principales obtenidas, el análisis de clustering identifica 16 clases o patrones sinópticos recurrentes, dentro de los cuales se escogen los 8 más alejados del origen de las CPs, y que su vez, se encuentren en octantes distintos. Estos 8 patrones representan aproximadamente el 44% de los días de estudio, correspondiendo a configuraciones sinópticas recurrentes, distintas entre si.

Los compuestos de las variables atmosféricas, para los distintos patrones obtenidos, corresponden mayormente a clases con presencia de anticiclones. Este predominio de altas presiones superficiales es debido principalmente a la combinación de los primeros dos modos de las CPs, los que como se mencionó, explican gran parte de la circulación anticiclónica y de latitudes medias.

De manera general, se obtienen 5 patrones que presentan un anticiclón en el norte de la zona de estudio, junto con bajas presiones y actividad frontal hacia el sur. Se diferencian en el eje que adquiere la vaguada en altura, el cual presenta distintas orientaciones y posiciones. Se obtiene también un patrón muy distintivo de anticiclón, el cual presenta una alta presión superficial muy desplazada hacia el sur de Chile, junto a una dorsal en altura profundizada sobre la zona austral del continente. Finalmente, dos patrones corresponden a configuraciones sinópticas netamente frontales, con vaguadas profundizadas hacia latitudes bajas.

Los patrones encontrados, se clasifican de acuerdo a la forma que adquiere el campo de presiones superficiales, obteniéndose 4 configuraciones: Anticiclones débiles con proyección sobre el continente (2 clases), anticiclones fuertes con proyección sobre el continente (3 clases), anticiclón fuerte desplazado hacia el sur de 35°S (1 clase) y ciclones o sistemas frontales (2 clases).

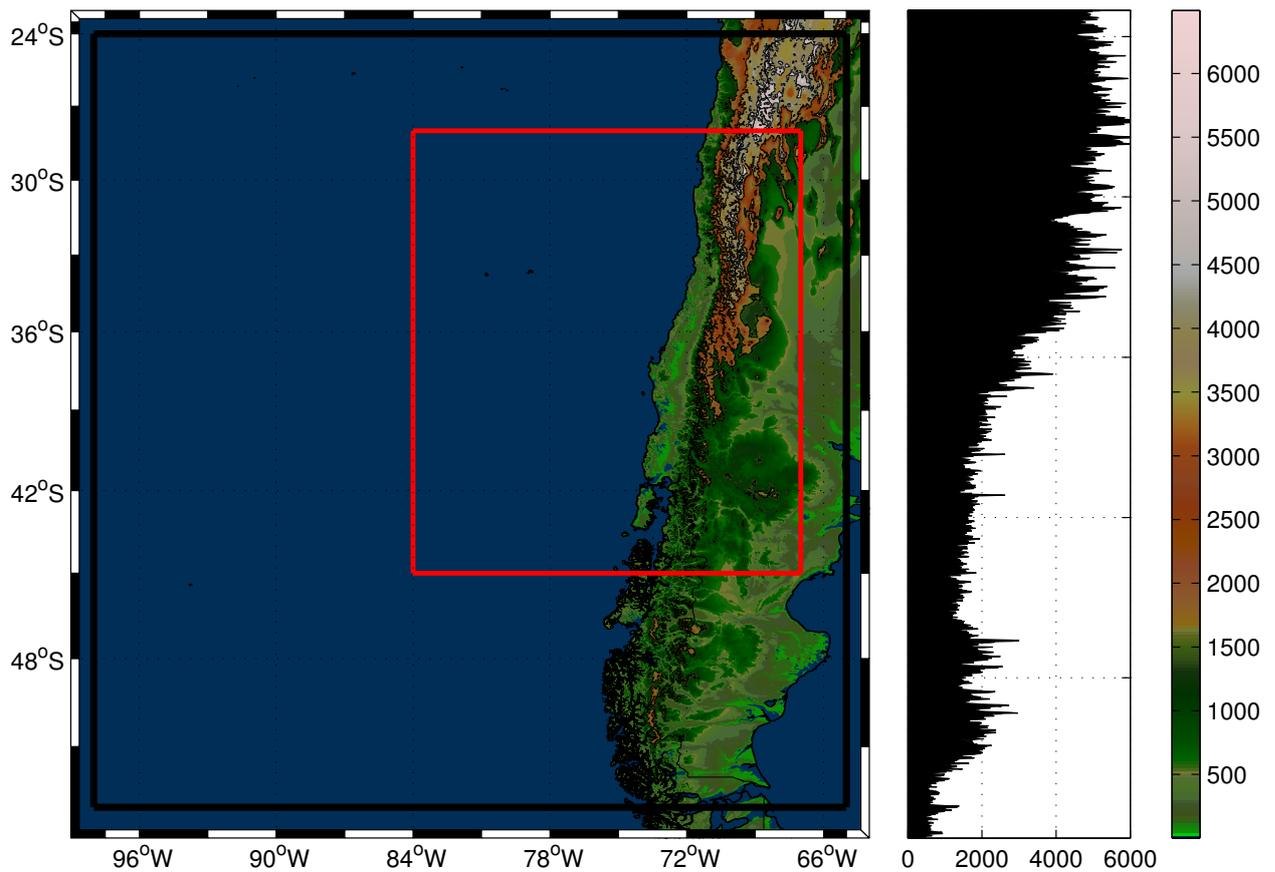
Las clases sinópticas presentan, de manera general, semi-periodicidad interanual, la cual varía entre 7 y 12 años. Además, algunas revelan una tendencia estacional interanual significativa a la disminución, lo que tiene relación con cambios en la intensidad y forma del anticiclón subtropical del Pacífico. Respecto a los índices climáticos, no se observa algún tipo de relación clara.

De manera particular, respecto a los vientos del este, dos patrones poseen presencia de estos flujos, los que se observan en la zona central y centro-sur del país. Estos se desarrollan con el paso de anticiclones migratorios por sobre el continente, moviéndose por latitudes mayores a 36°S. Nacen en la ladera de sotavento de la Cordillera de los Andes, donde son forzados a ascender, generando precipitación orográfica. Al trasladarse sobre territorio chileno, la subsidencia existente fuerza a estos flujos a descender, generando compresión adiabática. Las masas de aire descendentes experimentan disminución de la humedad relativa y aumento de la temperatura, adquiriendo un carácter similar al descrito para el viento Foehn (Hoinka 1985). Este viento no alcanza a hacer contacto con la superficie en territorio chileno, lo que es debido a la presencia de la CLM. Sin embargo, sus efectos se perciben en gran parte de la tropósfera baja, en la zona central y centro-sur del país. Estos flujos finalmente alcanzan la superficie sobre el océano, donde se mezclan con la circulación del anticiclón subtropical del Pacífico.

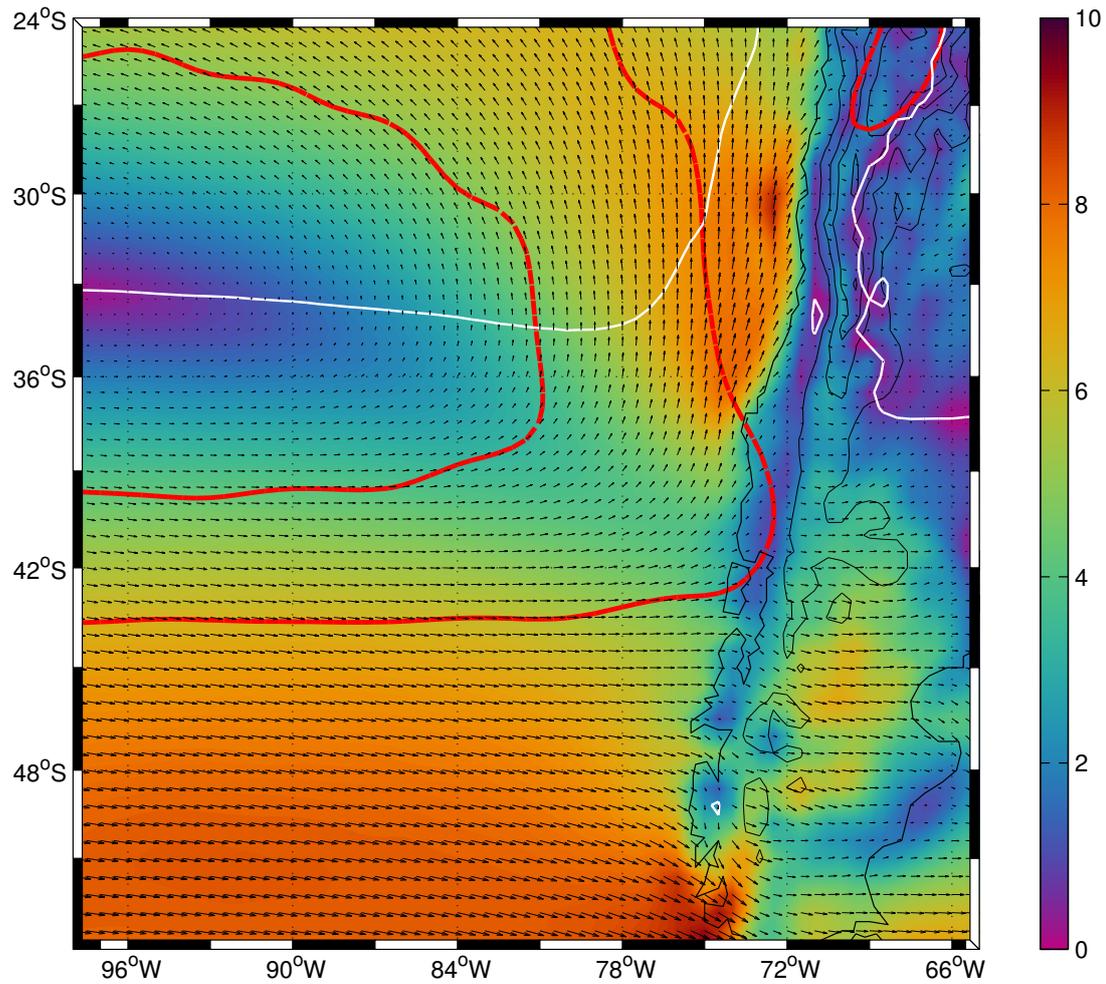
Uno de los patrones anteriores posee un carácter invernal y primaveral, lo que coincide con la descripción del “viento puelche”, el cual se considera como un “aviso de lluvia” en varios lugares de la zona centro-sur de Chile, aunque esto no posee referencias científicas ni ha sido estudiado. El desarrollo observado de los vientos del este, encaja con el modelo conceptual propuesto por Garreaud *et al.* (2002). Debilitan la presión superficial hacia el norte de Chile, generando la vaguada costera. Además, dada su débil magnitud, debido a la fricción de la Cordillera de Andes, favorecen la aparición del jet costero superficial entre 38 a 30°S (Muñoz and Garreaud 2005).

Finalmente, retomando el carácter general de las conclusiones, la metodología propuesta identifica con satisfacción diversos patrones sinópticos, los cuales presentan rasgos descritos por diversos autores y estudios. Este estudio es fácilmente reproducible, por lo que su aplicación en otras zonas de estudio, empleando otras variables meteorológicas o datos, es completamente factible.

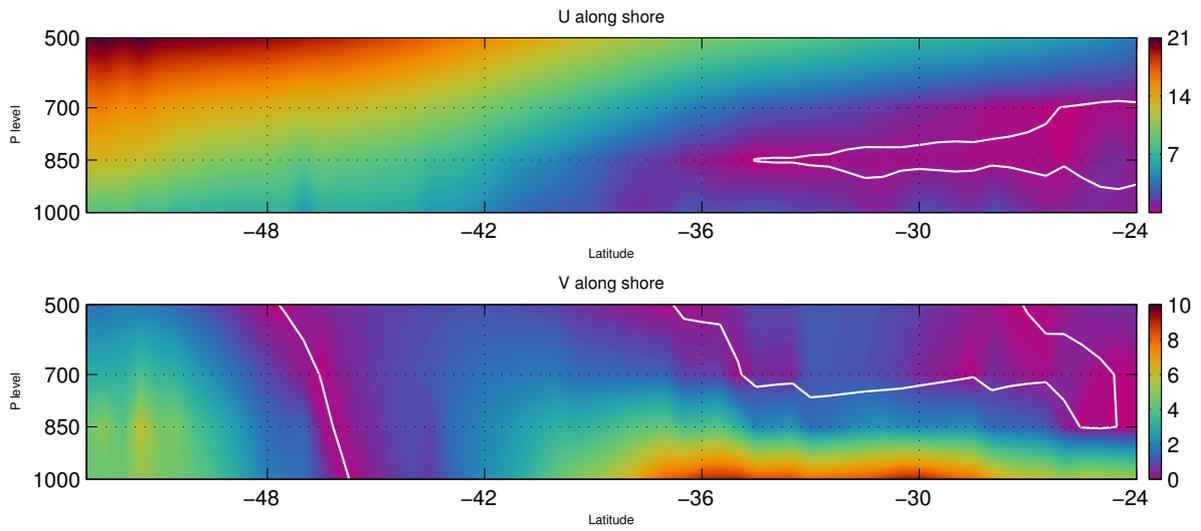
# Catálogo de Figuras



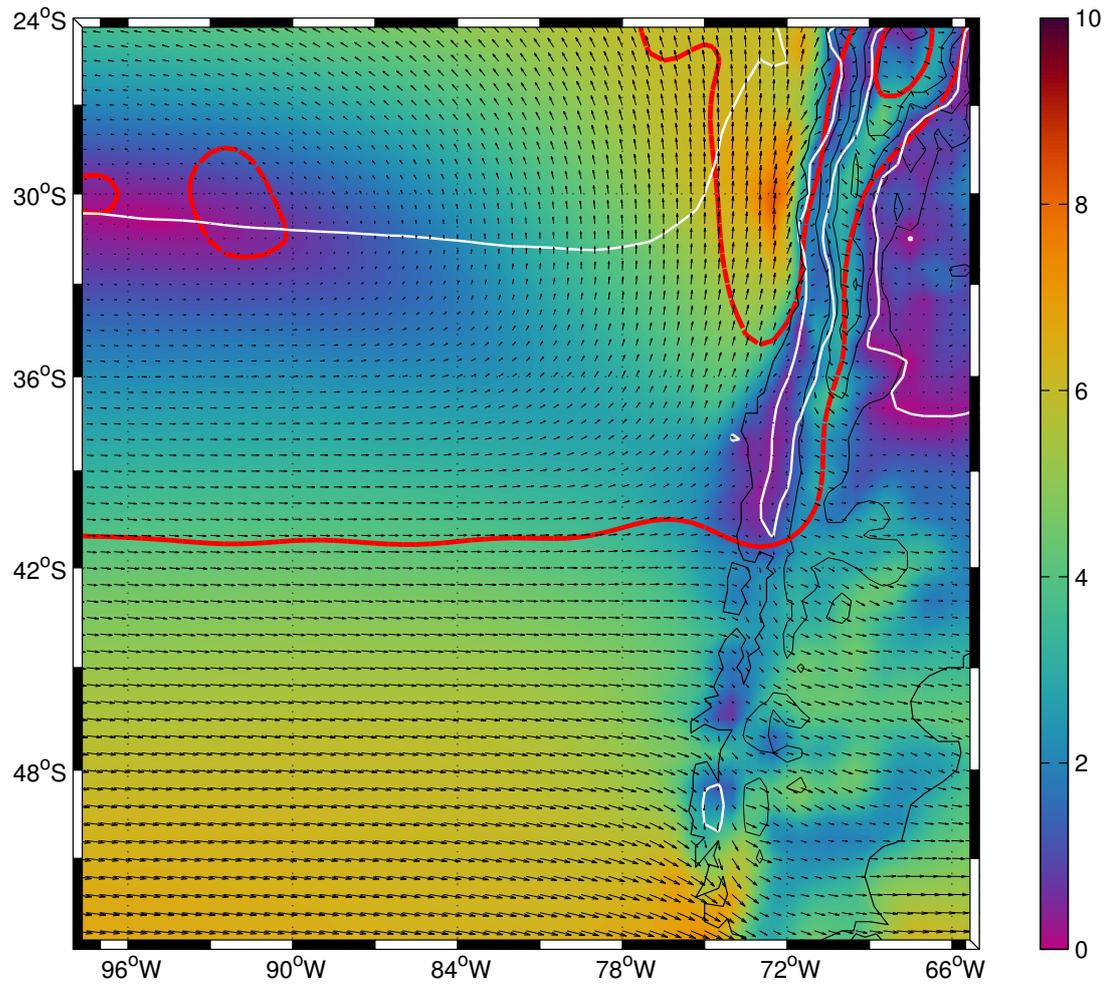
**Figura 1:** Cuadro de la izquierda corresponde al área de estudio. Recuadro de líneas negras indica dominio de los campos del modelo **NCEP-CFSR** empleados. Recuadro de líneas rojas indica área donde se realiza el análisis de componentes principales combinadas. Segundo cuadro corresponde al perfil meridional promedio de la Cordillera de los Andes, realizando una media siguiendo la línea de cumbres. Finalmente. La barra de colores indica la altura de relieve en el mapa del área de estudio.



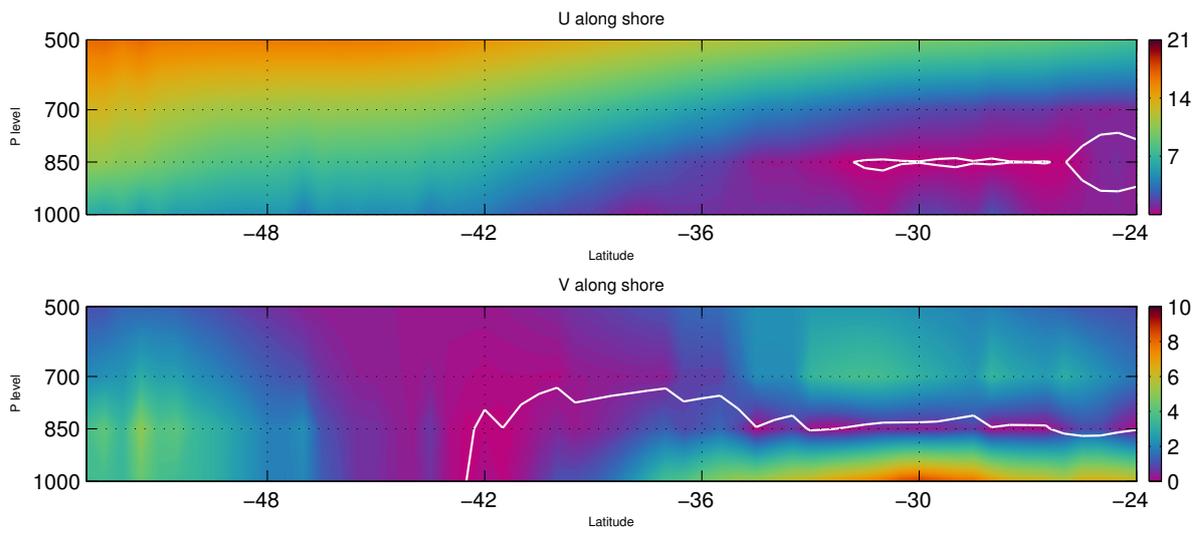
**Figura 2:** Campo de viento climatológico horizontal a 10[m], para la estación de verano (DEF). Promedio de 32 años. Relleno con colores y barra indican magnitud del viento. Líneas negras sobre el continente indican topografía elevada, considerando 1000, 2000, 3000 y 4000[msnm]. Línea blanca indica cambio de sentido en la componente zonal, línea roja segmentada señala isobaras de 1020[hPa] (interior) y 1016[hPa] (exterior).



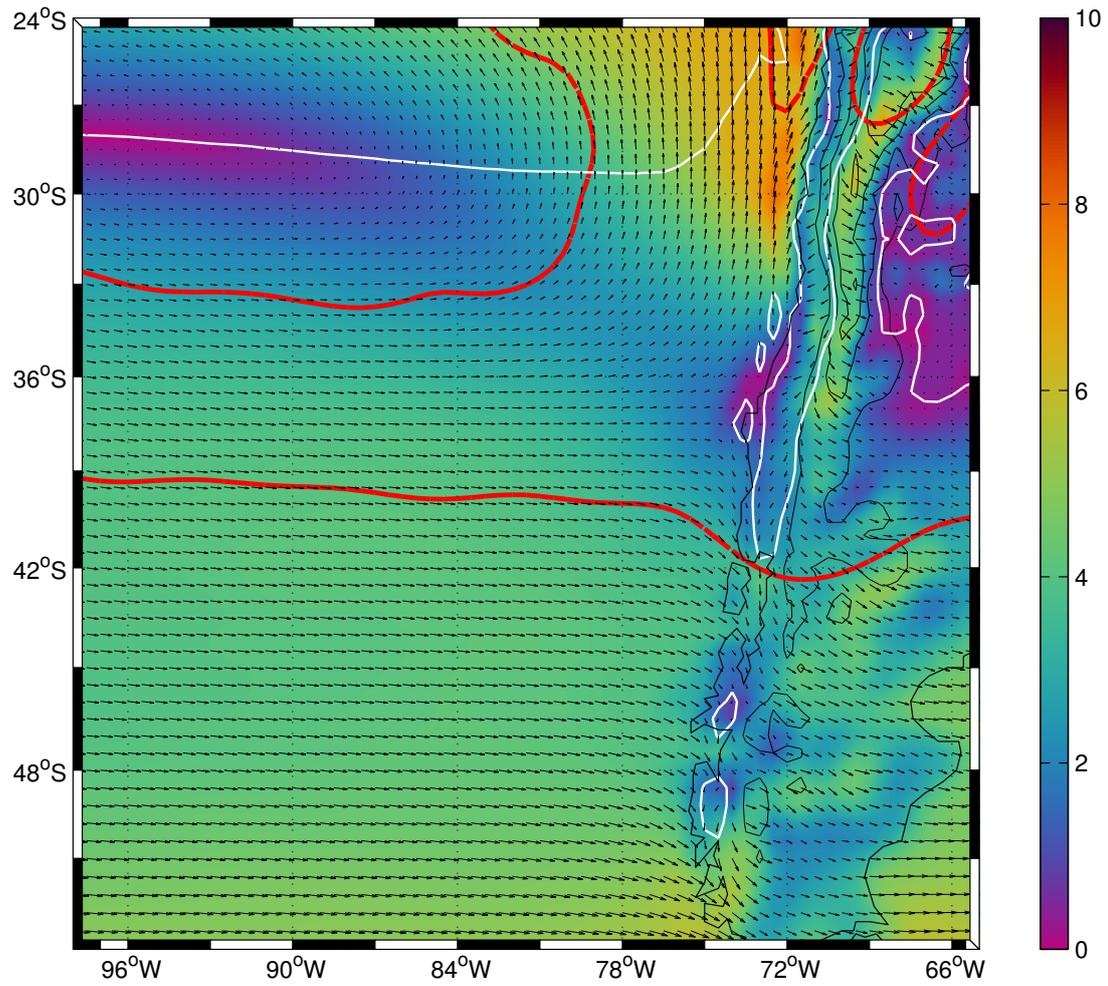
**Figura 3:** Perfiles meridionales promedio de componente zonal y meridional de viento, para el verano, siguiendo una franja meridional de  $1.5^\circ$  de ancho, a lo largo de la costa. Líneas blancas indican cambio de la componente del viento.



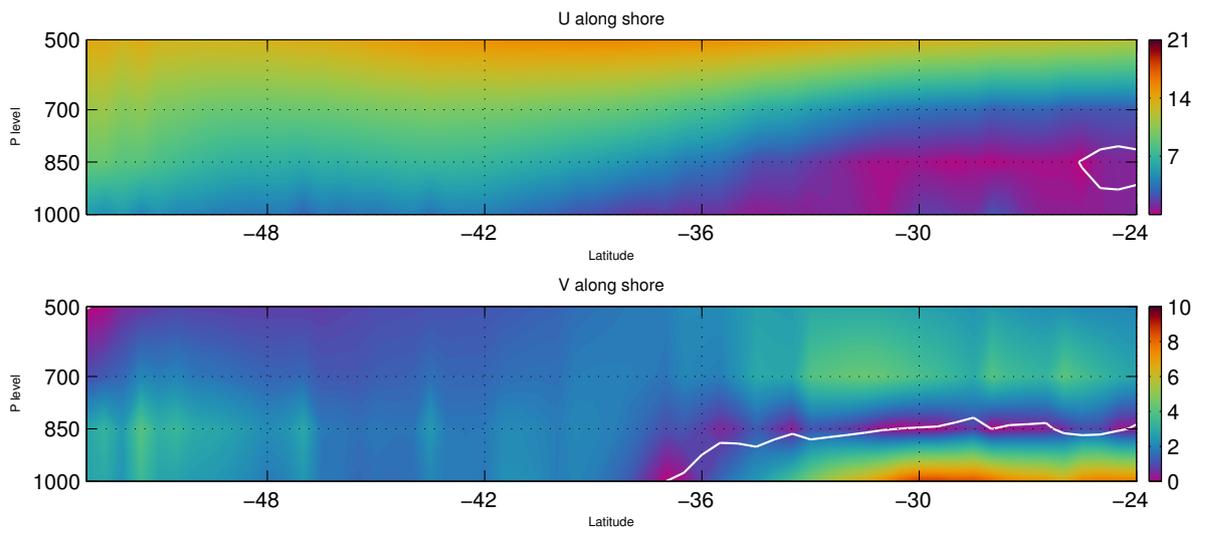
**Figura 4:** Campo de viento climatológico horizontal a 10[m], para la estación de otoño (MAM). Mismas indicaciones que para campo horizontal de verano.



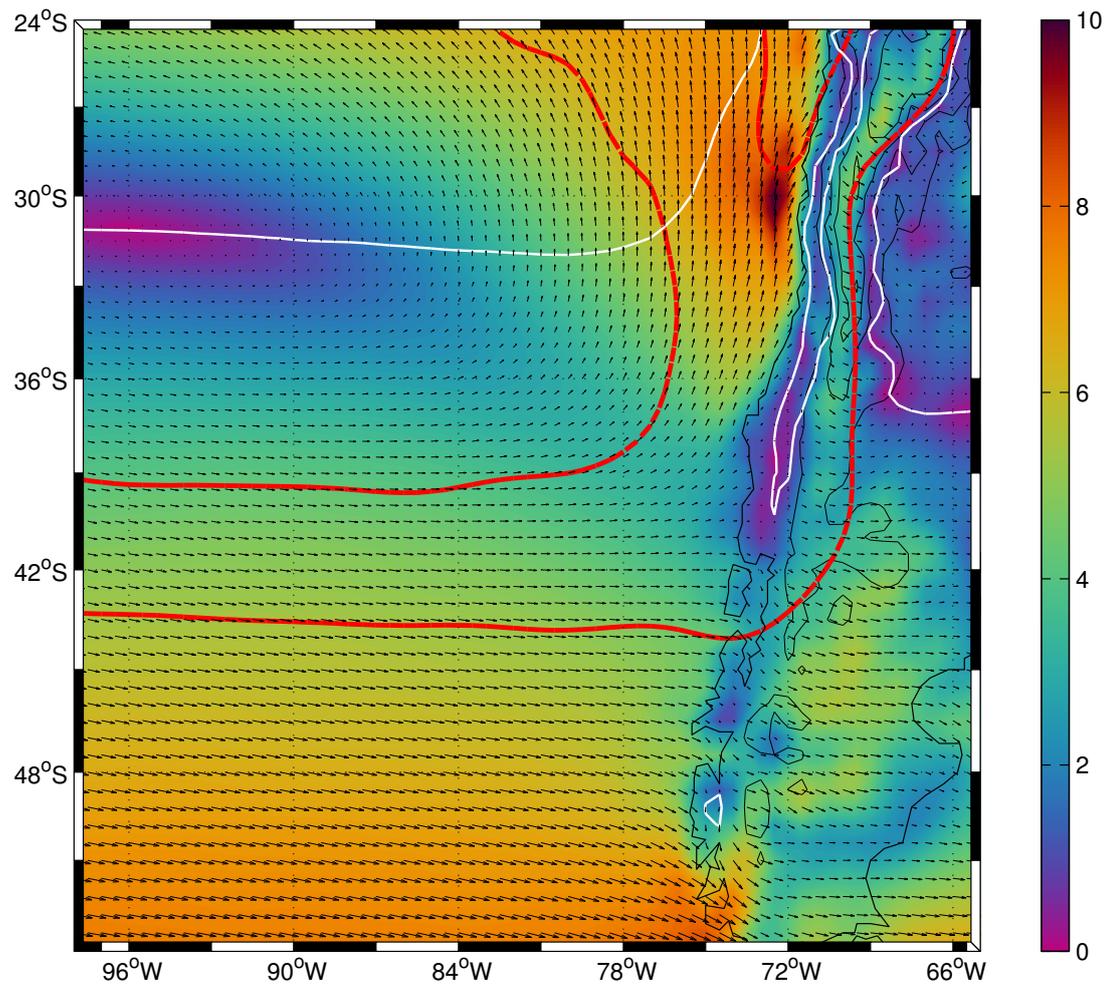
**Figura 5:** Perfiles meridionales promedio de componente zonal y meridional de viento, para otoño. Mismas indicaciones que para perfil de verano.



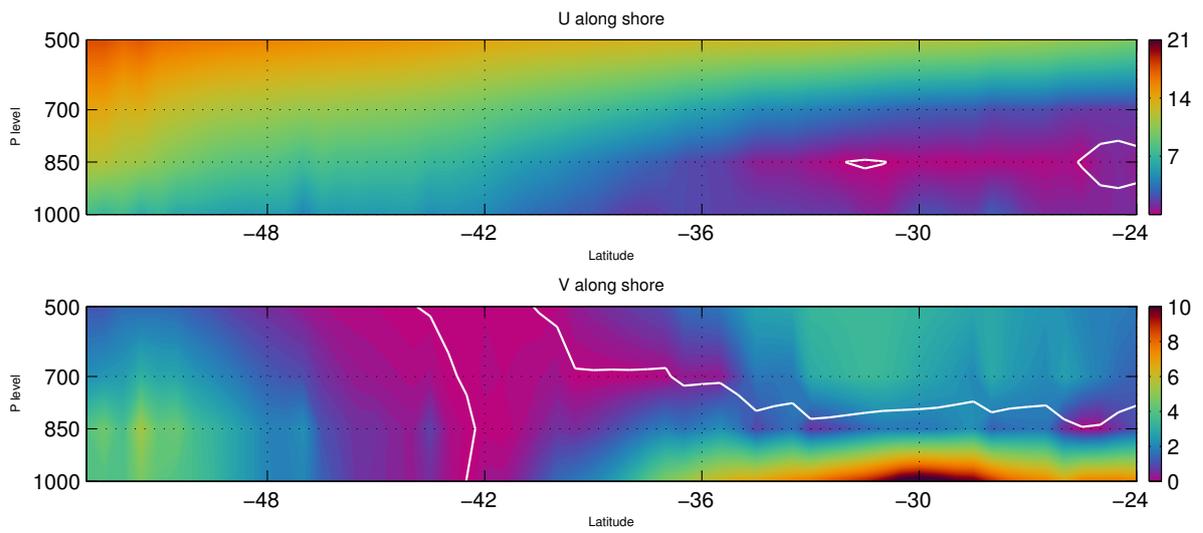
**Figura 6:** Campo de viento climatológico horizontal a 10[m], para la estación de invierno (JJA). Mismas indicaciones que para campo horizontal de verano.



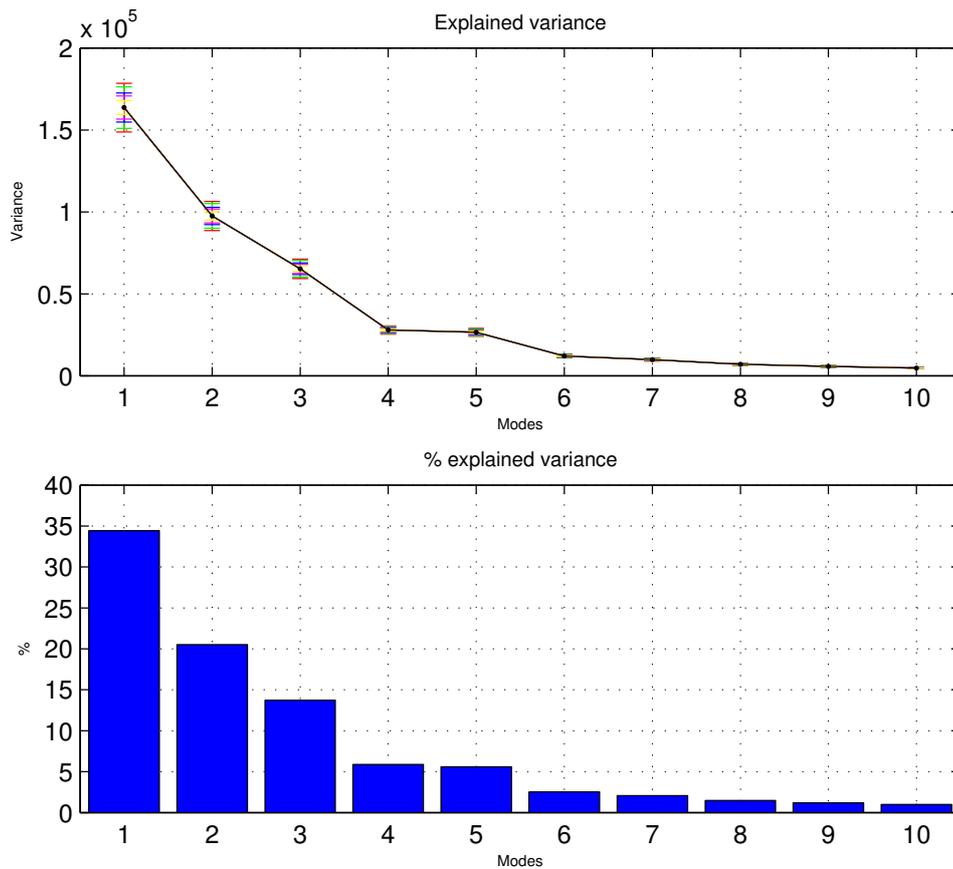
**Figura 7:** Perfiles meridionales promedio de componente zonal y meridional de viento, para invierno. Mismas indicaciones que para perfil de verano.



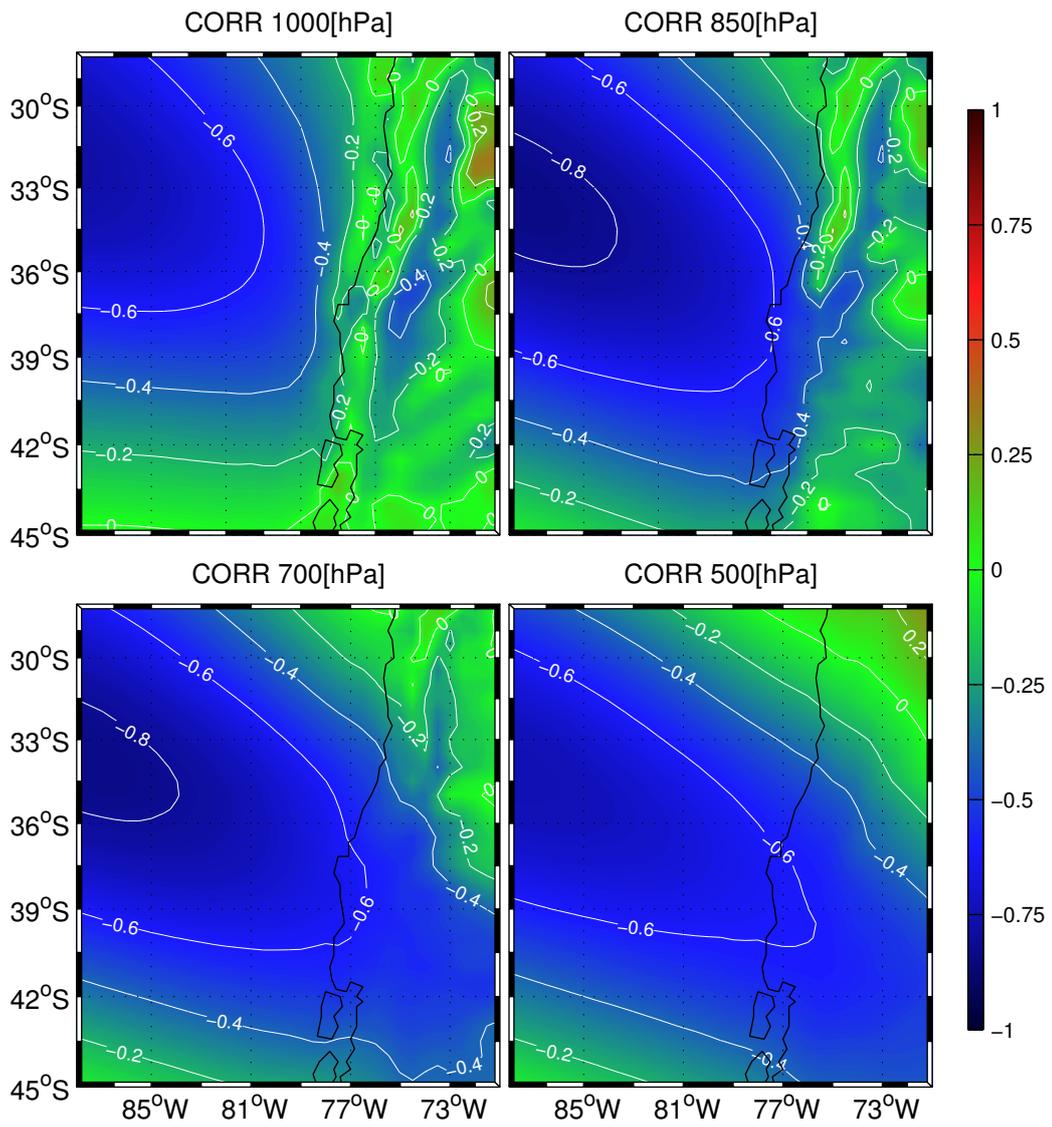
**Figura 8:** Campo de viento climatológico horizontal al 10[m], para la estación de primavera (SON). Mismas indicaciones que para campo horizontal de verano.



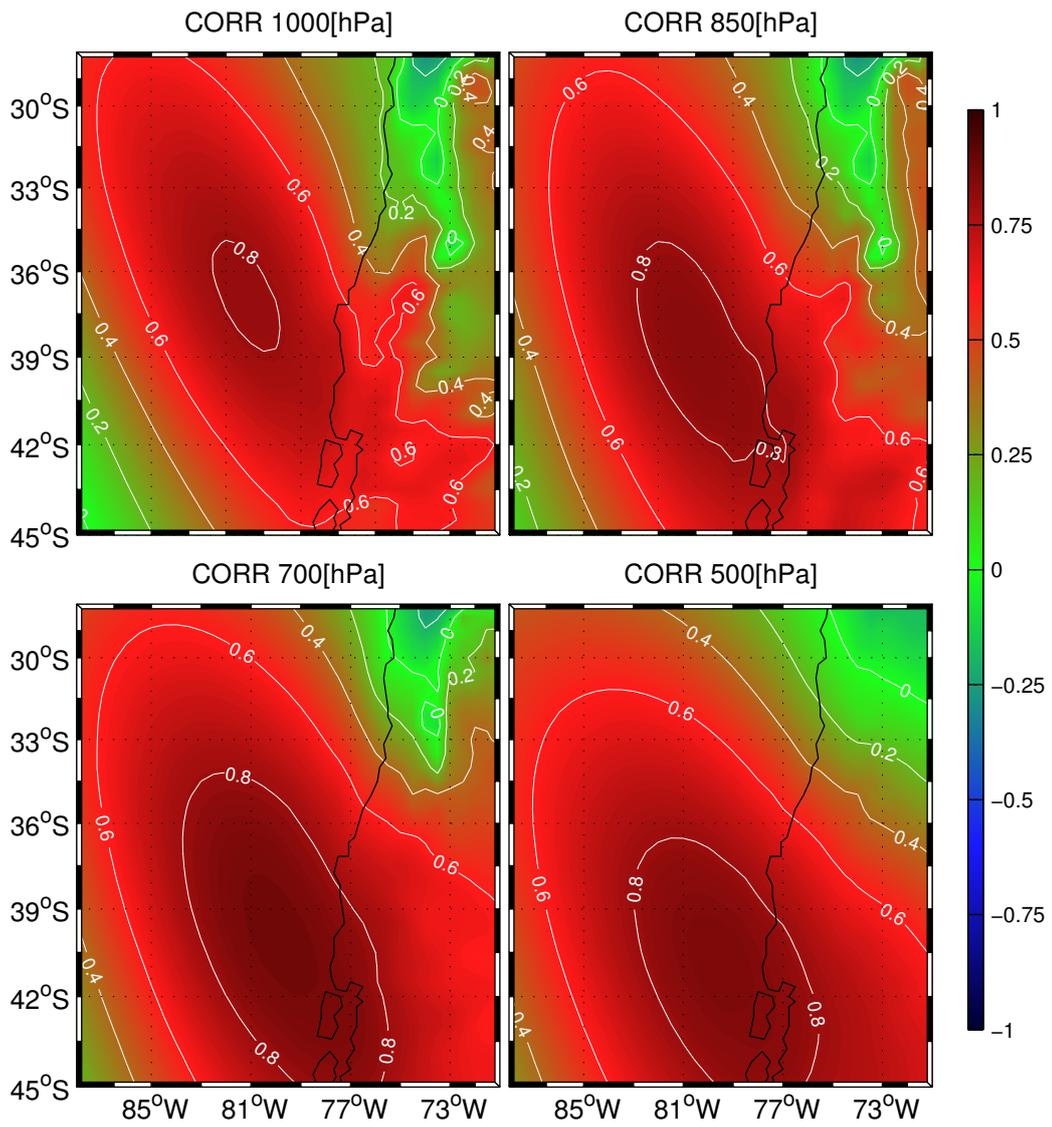
**Figura 9:** Perfiles meridionales promedio de componente zonal y meridional de viento, para primavera. Mismas indicaciones que para perfil de verano.



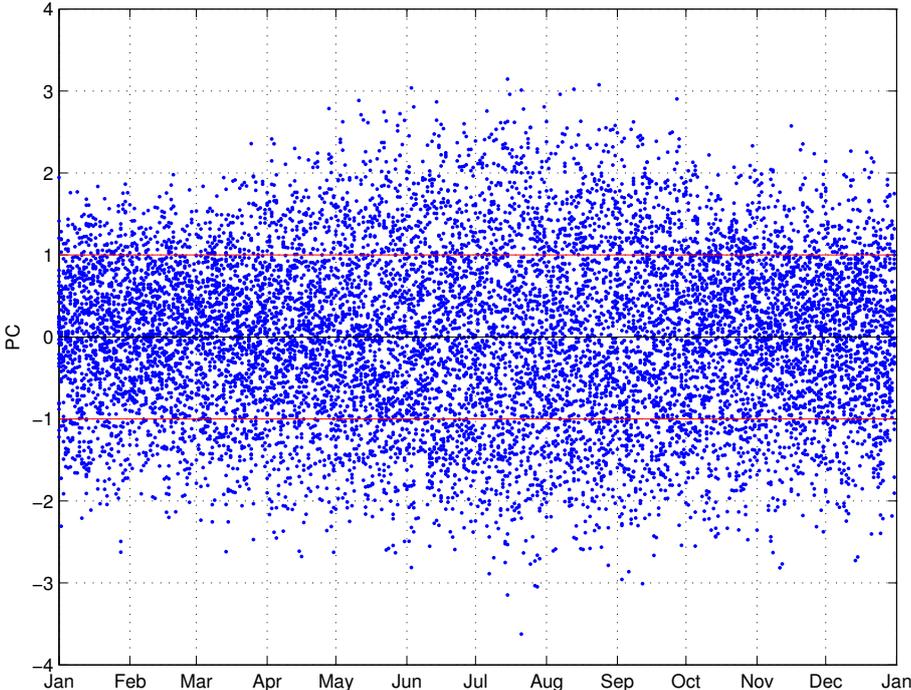
**Figura 10: Panel superior:** Varianza explicada por los primeros diez modos. Cada modo aparece con su error de muestreo (regla de North), de acuerdo a lo grados de libertad, dados por distintas escalas de variabilidad: sinóptica (amarillo), submensual (magenta), mensual (azul), bimensual (verde) y estacional (rojo). **Panel inferior:** Porcentaje de varianza explicada por los primeros diez modos.



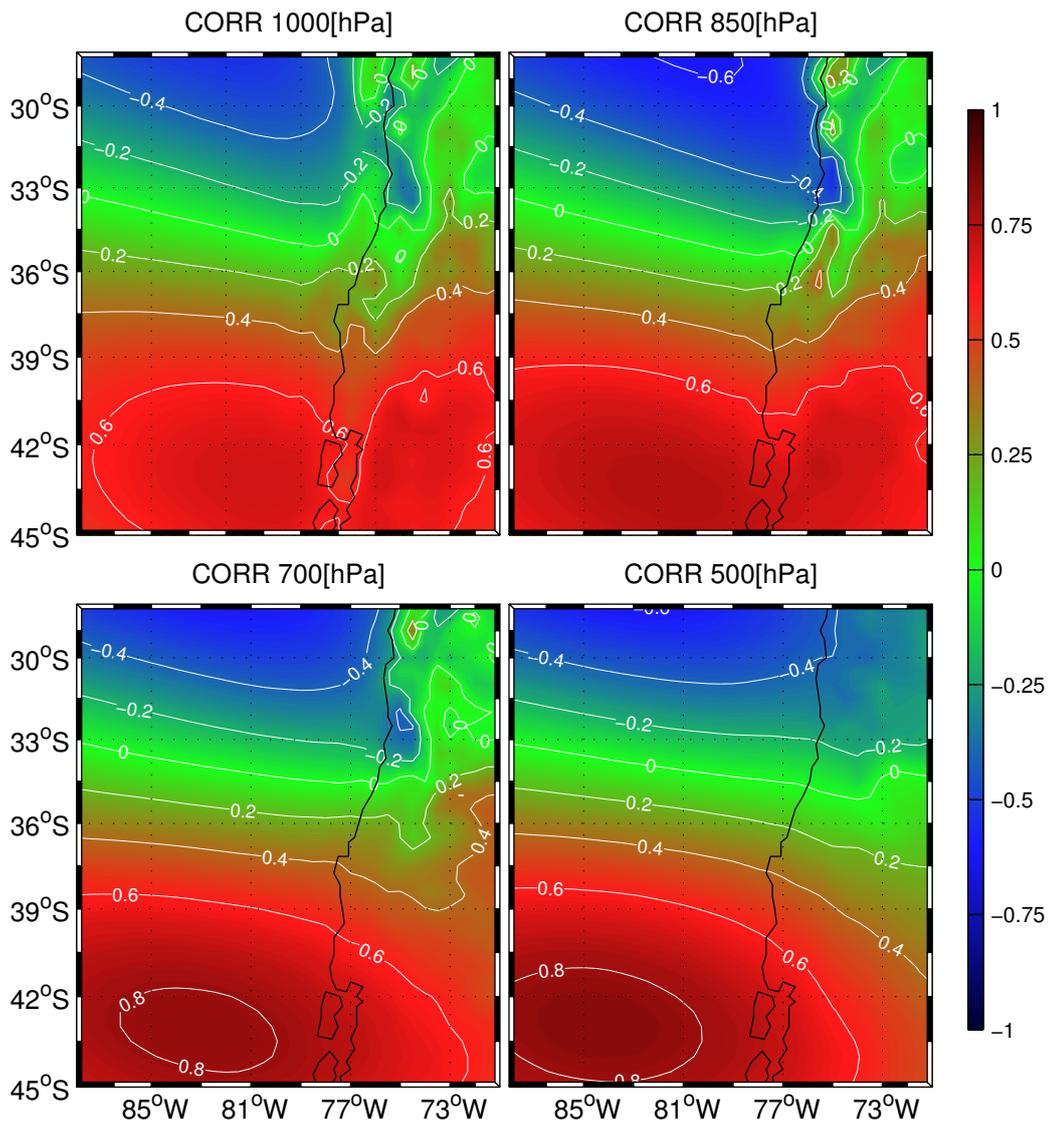
**Figura 11:** Mapas de correlación del primer modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente zonal del viento.



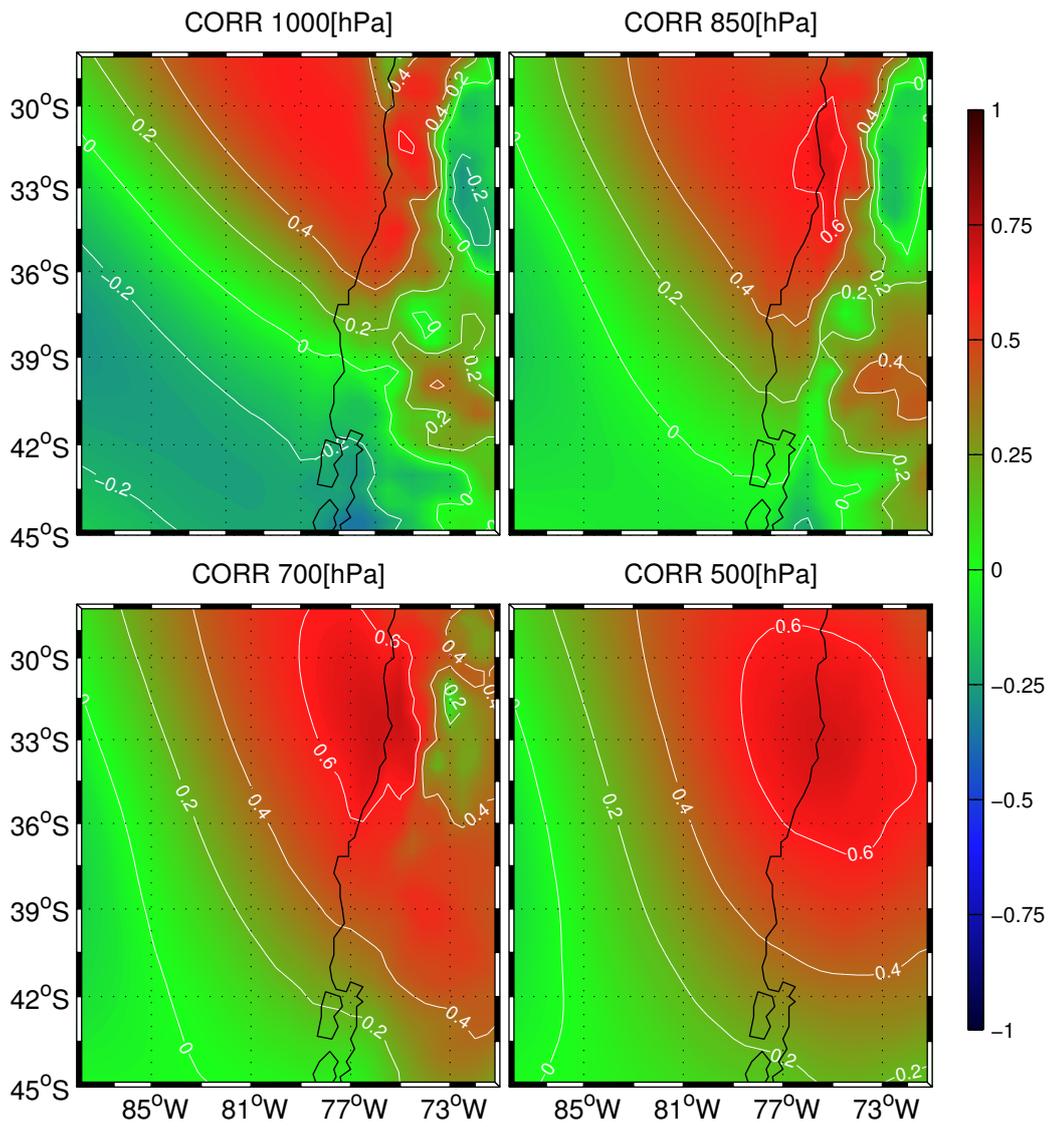
**Figura 12:** Mapas de correlación del primer modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente meridional del viento.



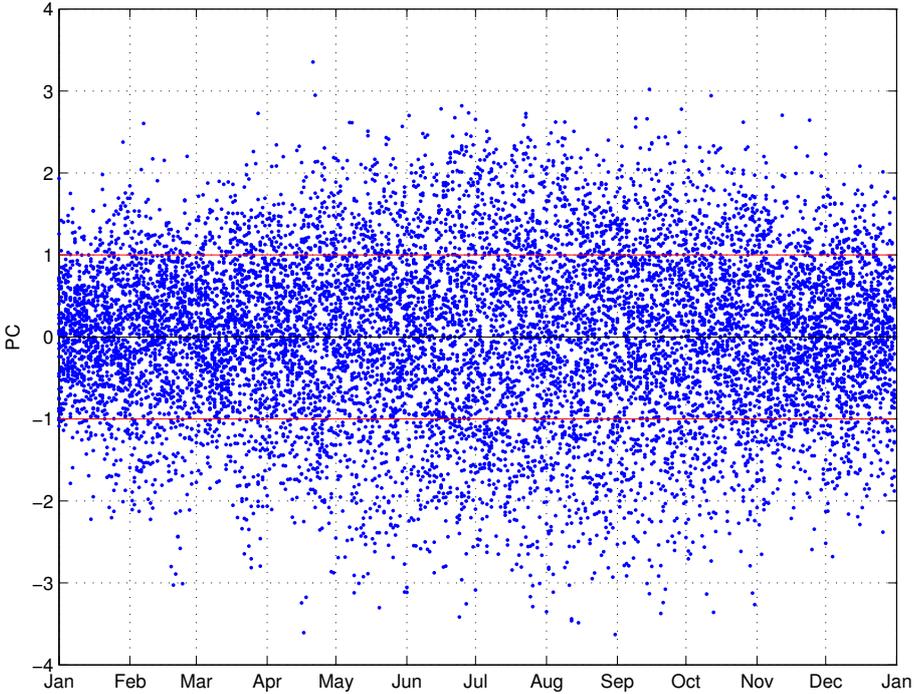
**Figura 13:** Distribución de los valores estandarizados, a lo largo de los meses, de la primera componente principal.



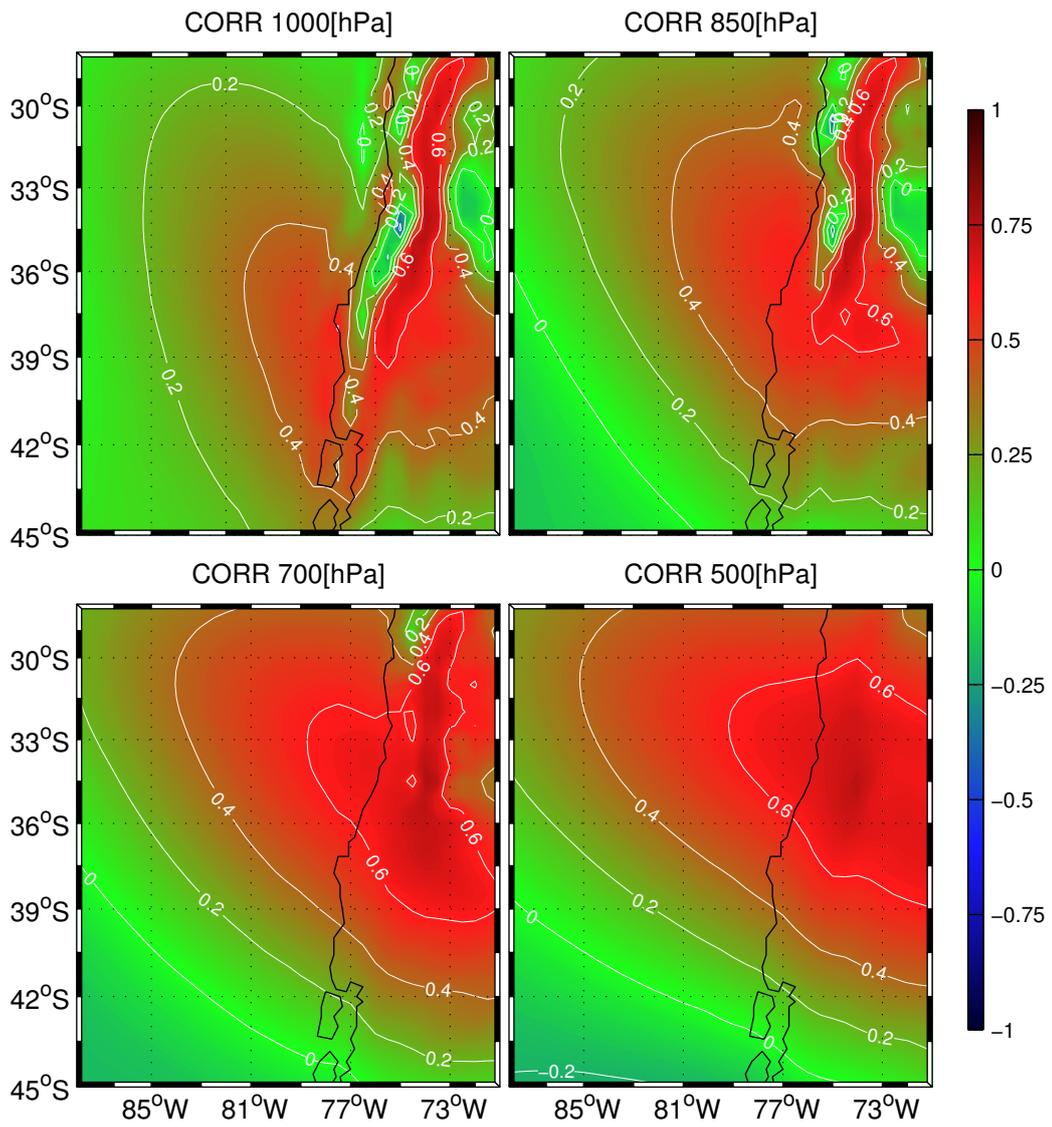
**Figura 14:** Mapas de correlación del segundo modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente zonal del viento.



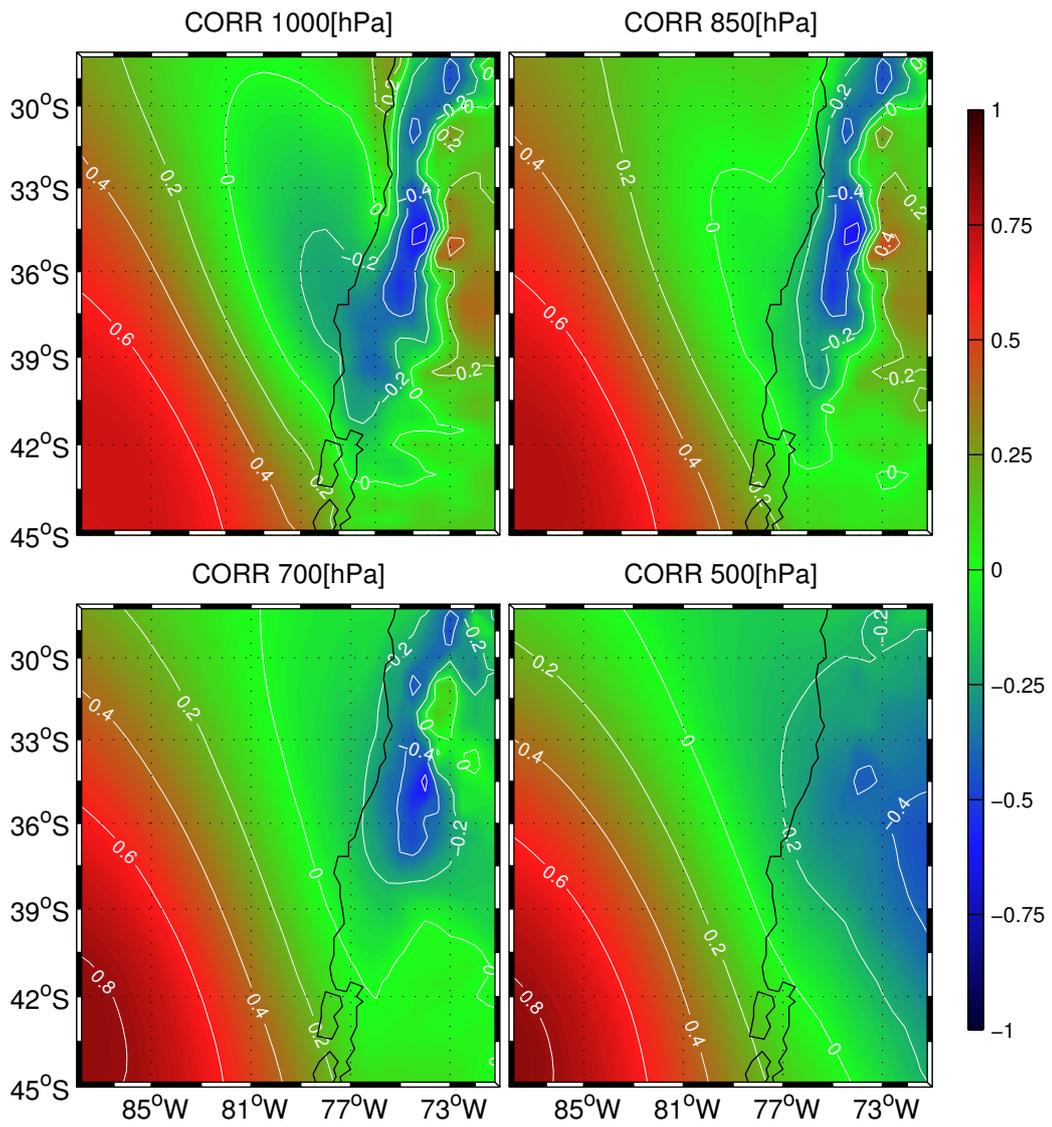
**Figura 15:** Mapas de correlación del segundo modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente meridional del viento.



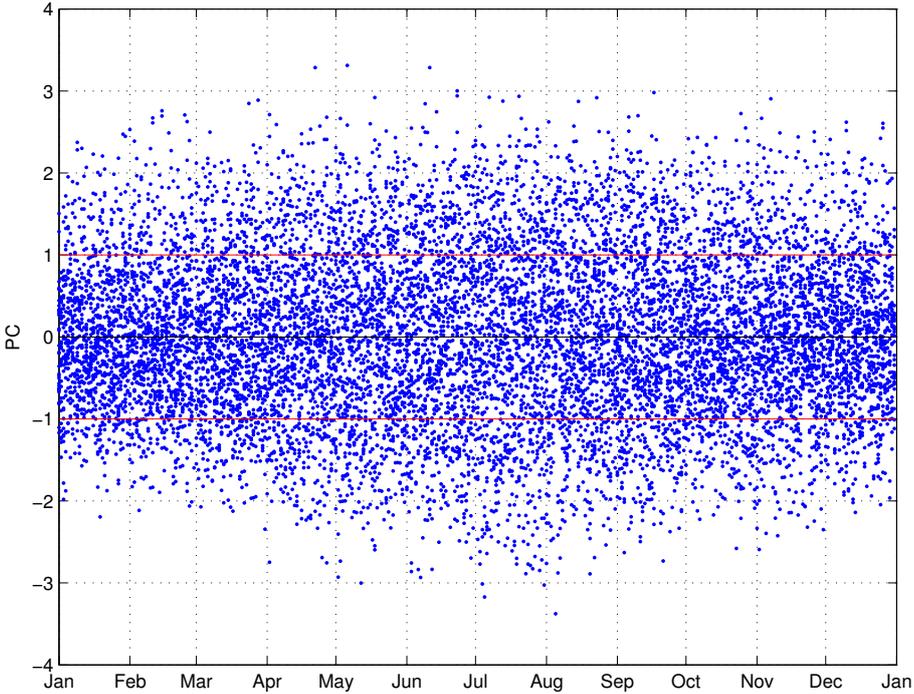
**Figura 16:** Distribución de los valores estandarizados, a lo largo de los meses, de la segunda componente principal.



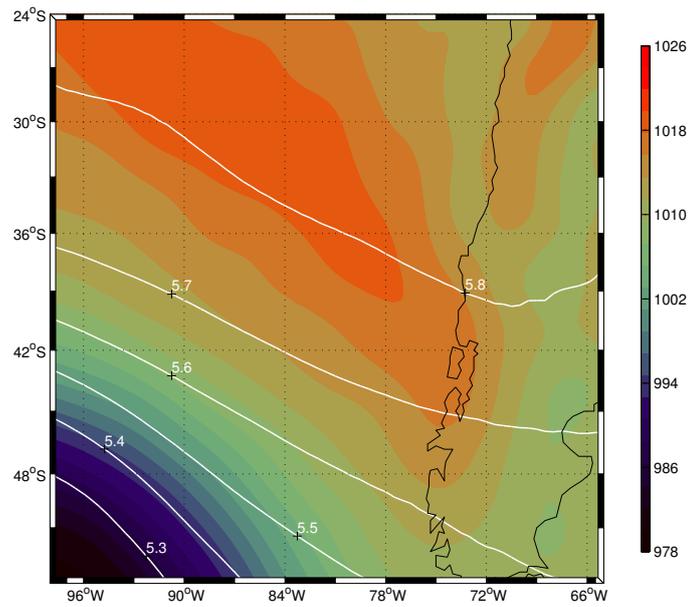
**Figura 17:** Mapas de correlación del tercer modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente zonal del viento.



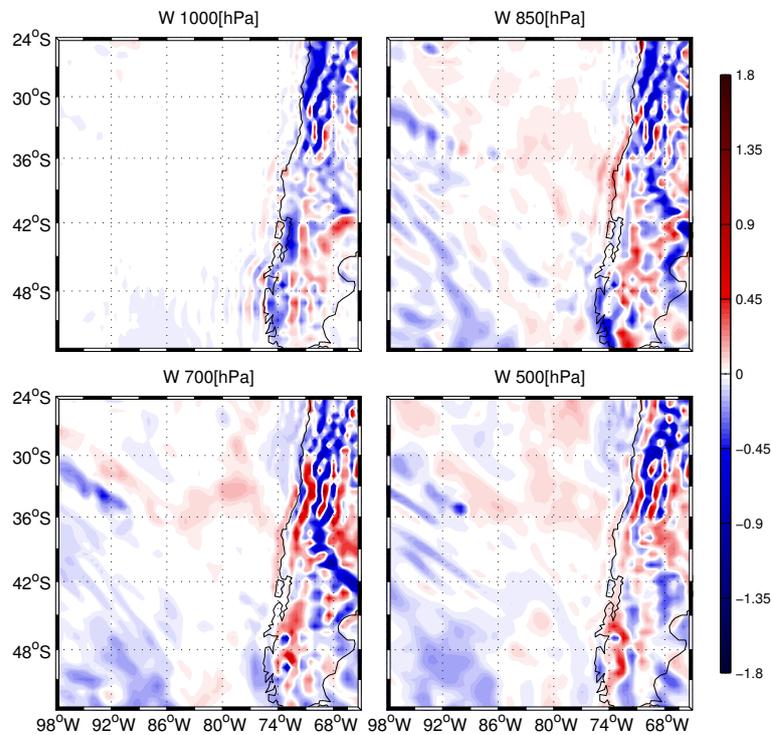
**Figura 18:** Mapas de correlación del tercer modo de la CEOF, para los 4 niveles del campo de anomalías diarias de la componente meridional del viento.



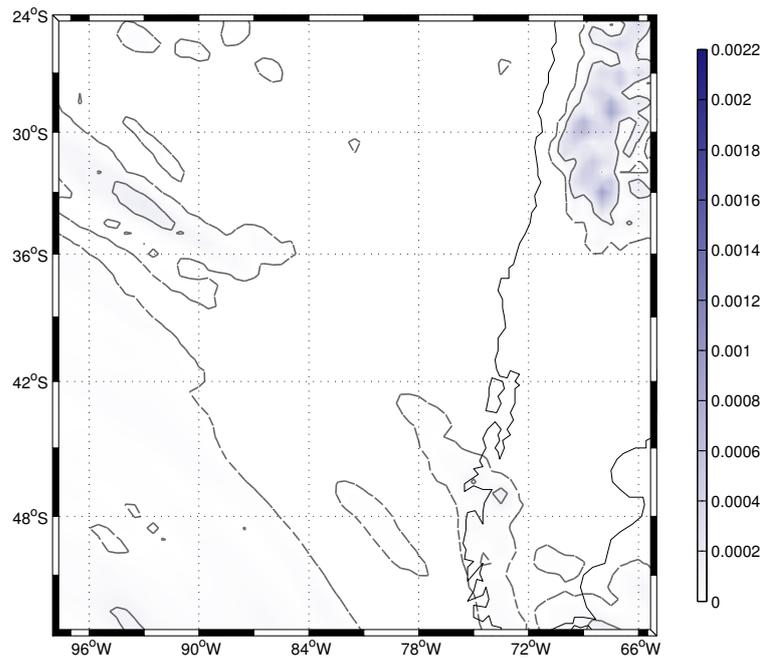
**Figura 19:** Distribución de los valores estandarizados, a lo largo de los meses, de la tercera componente principal.



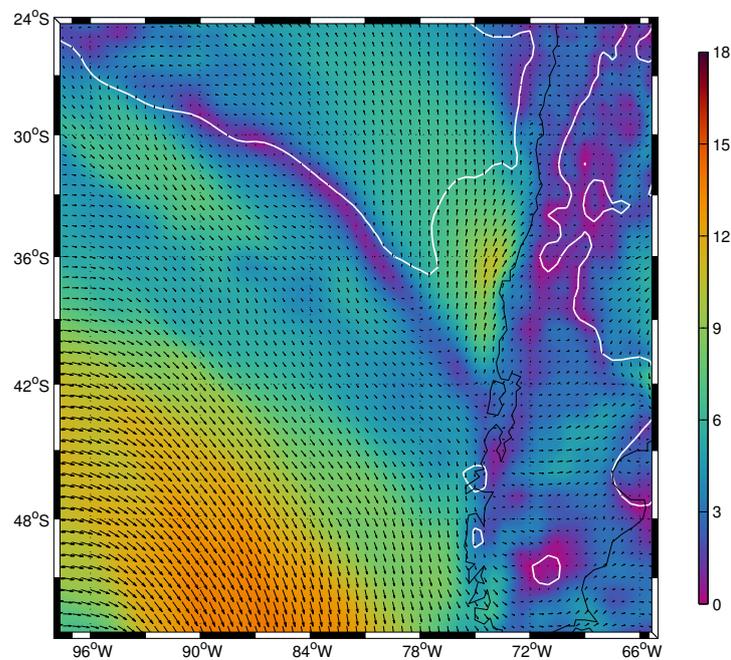
**Figura 20:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Relleno de colores tienen unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



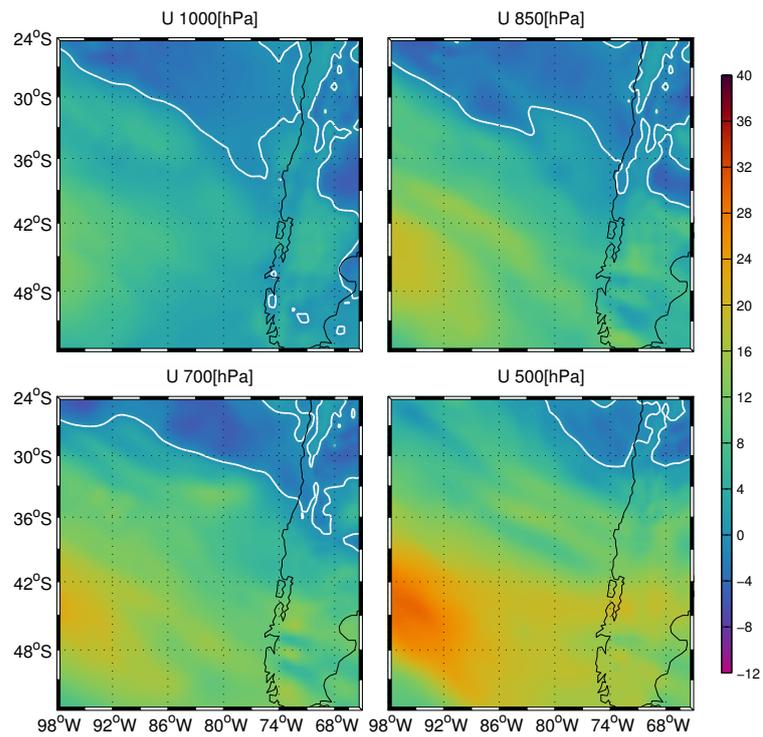
**Figura 21:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



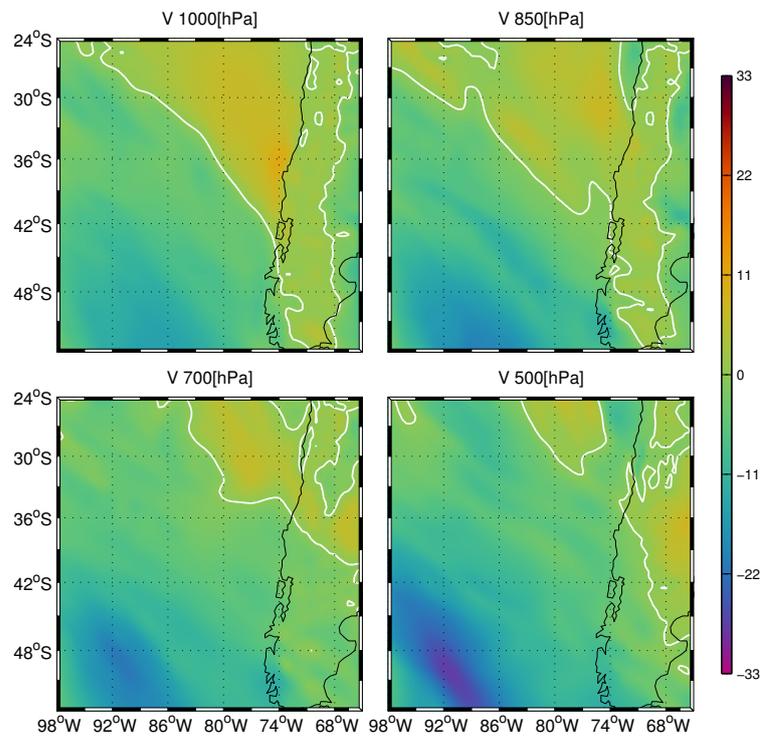
**Figura 22:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isóneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isóneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



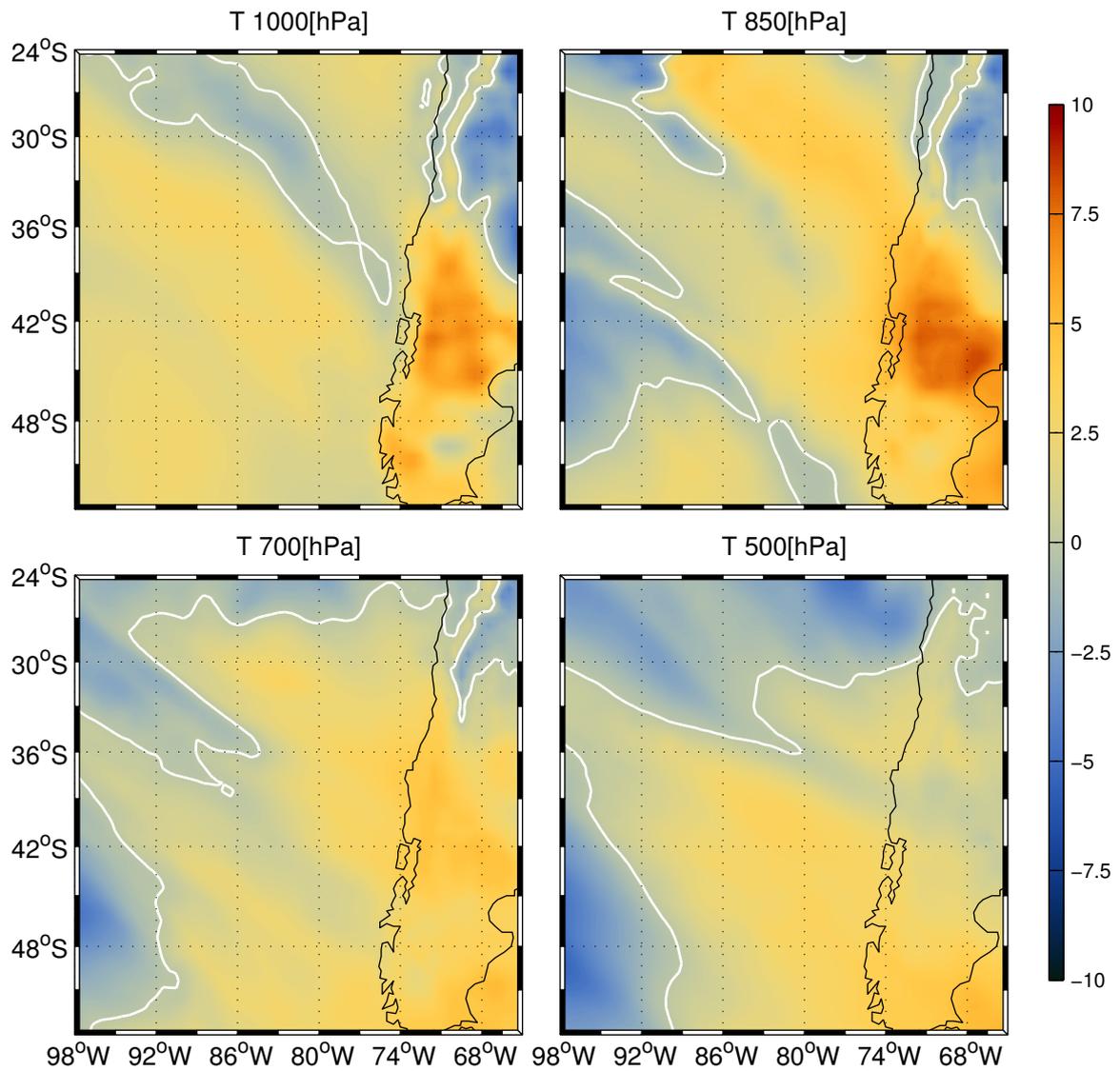
**Figura 23:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isónea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



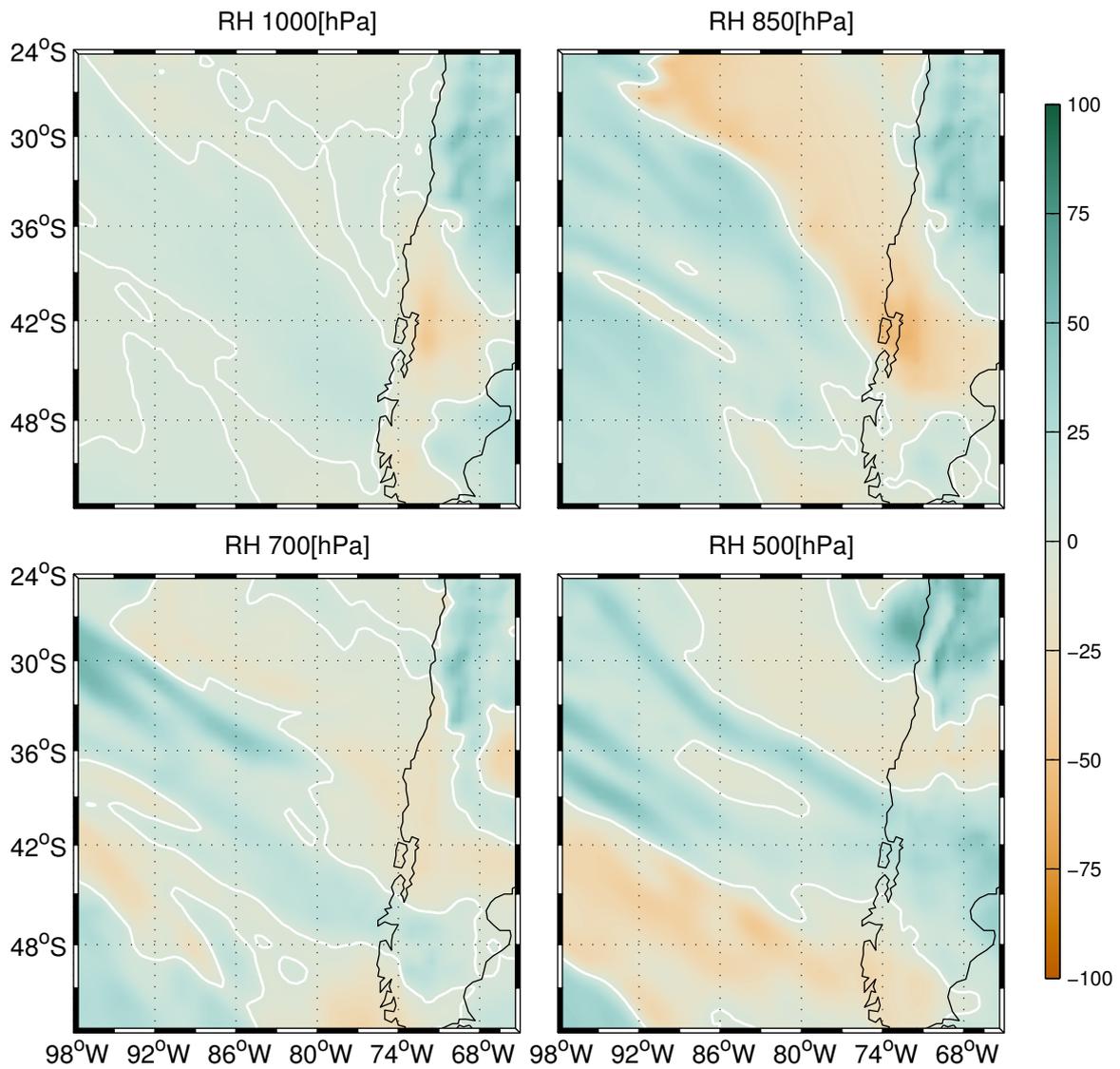
**Figura 24:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



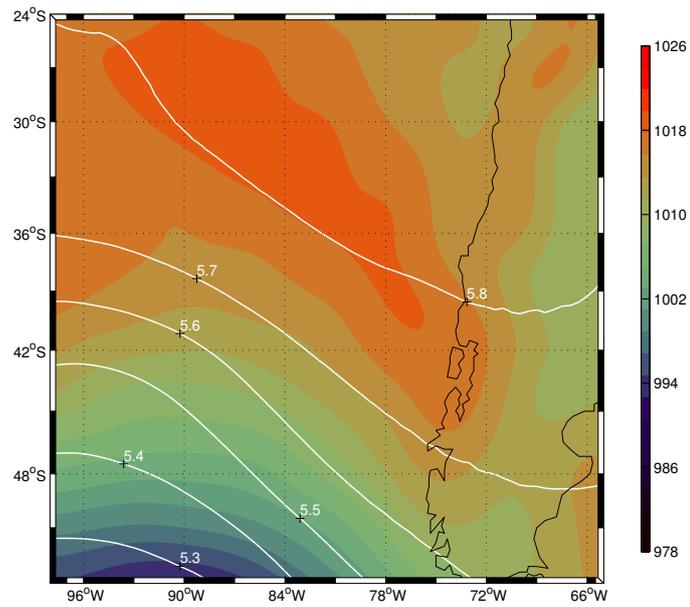
**Figura 25:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



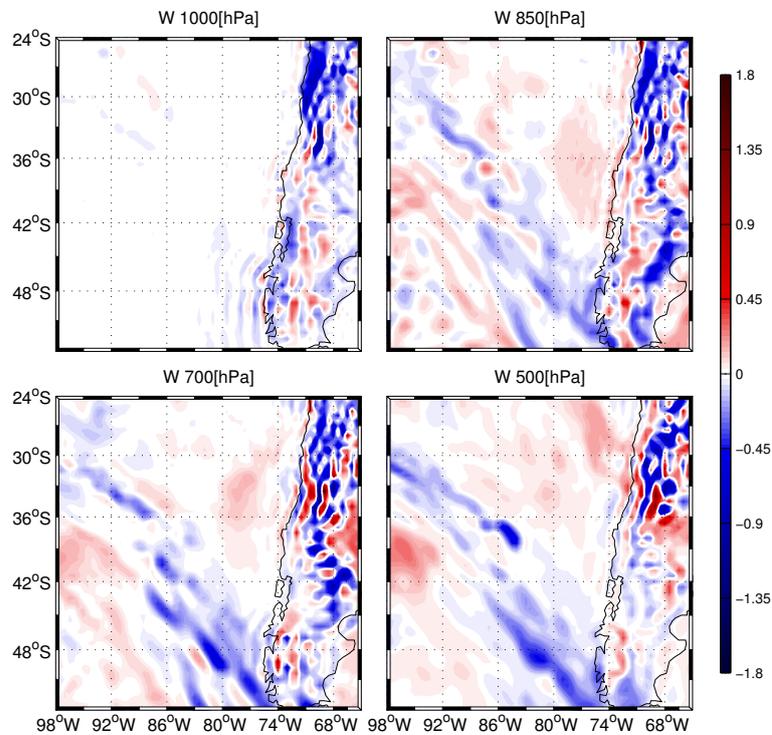
**Figura 26:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de temperatura en [°C]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0 [°C].



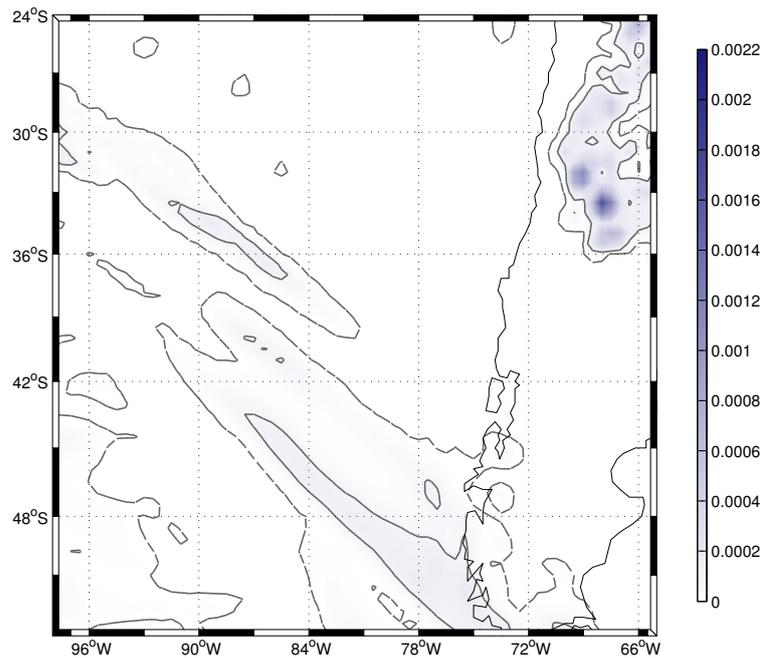
**Figura 27:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente a la primera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



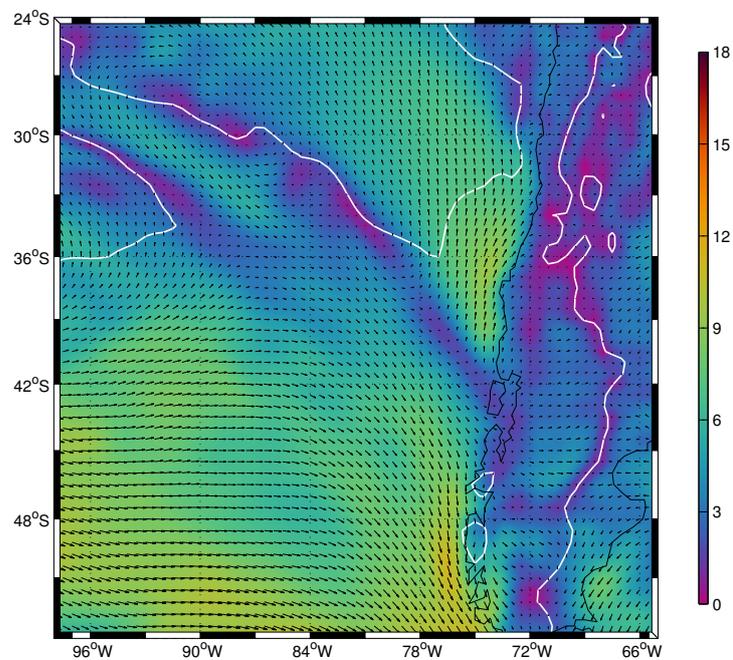
**Figura 28:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Relleno de colores tienen unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



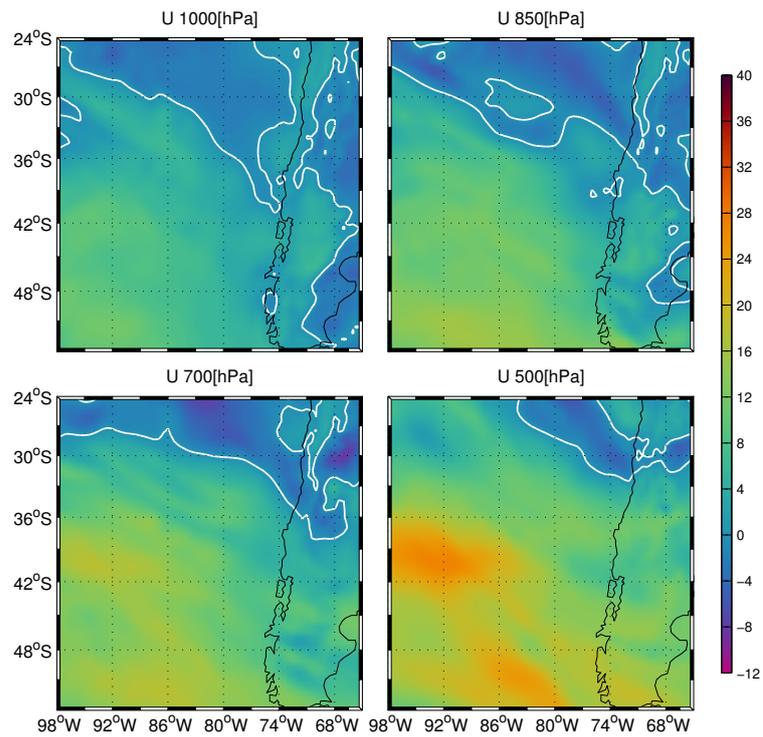
**Figura 29:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



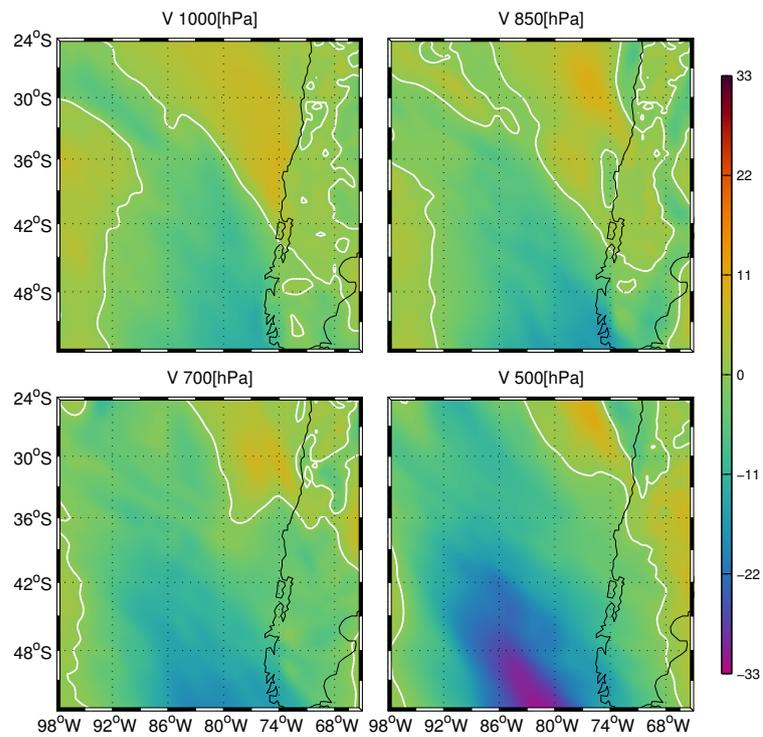
**Figura 30:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



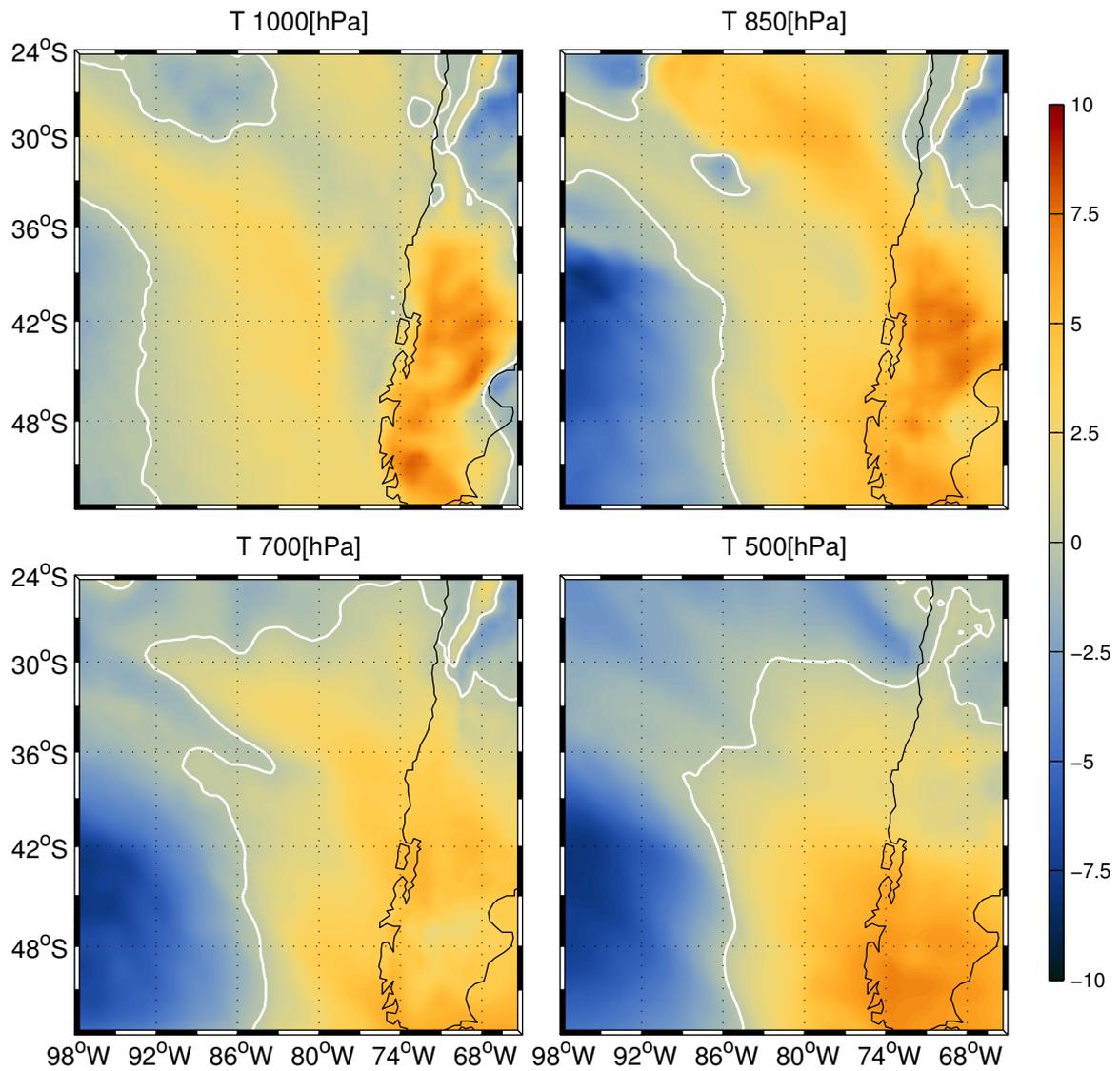
**Figura 31:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



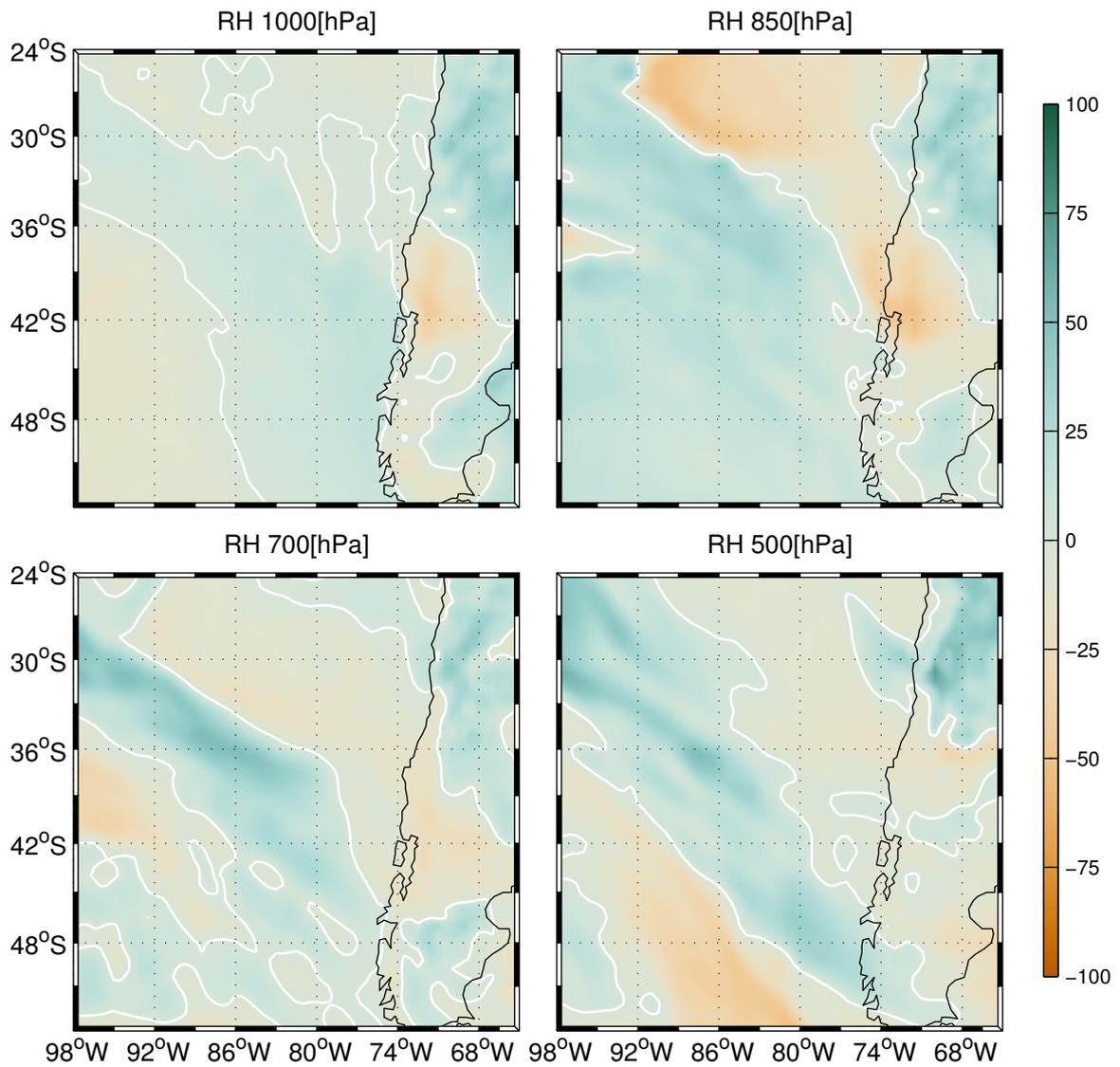
**Figura 32:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



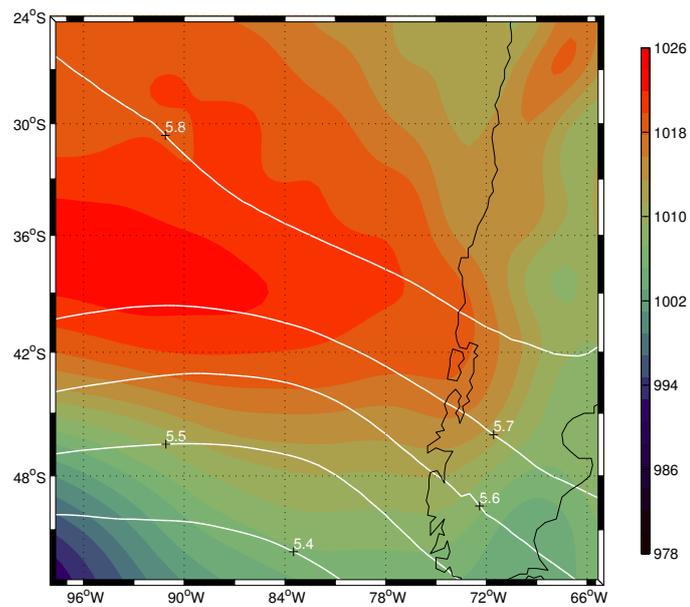
**Figura 33:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



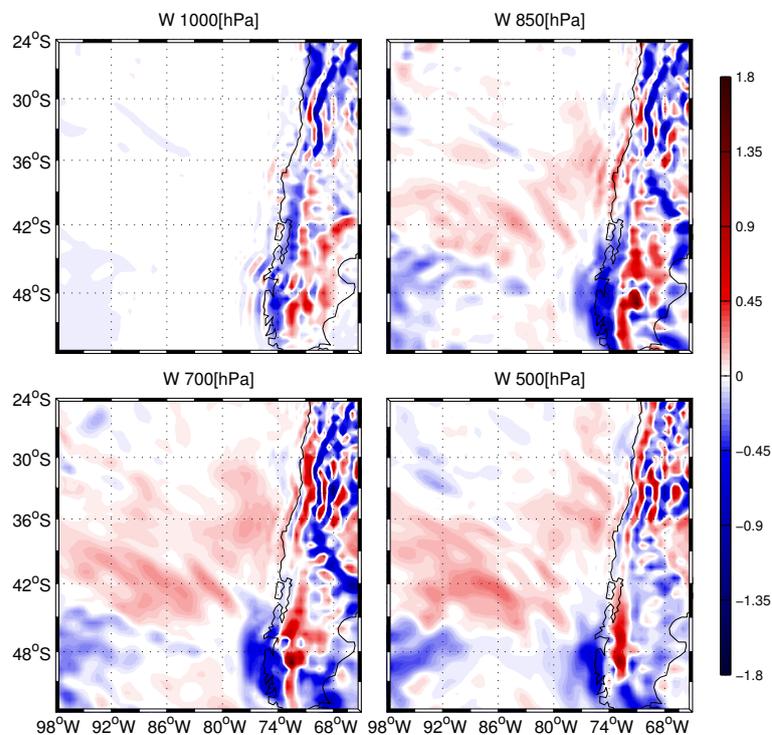
**Figura 34:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de temperatura en [°C]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0 [°C].



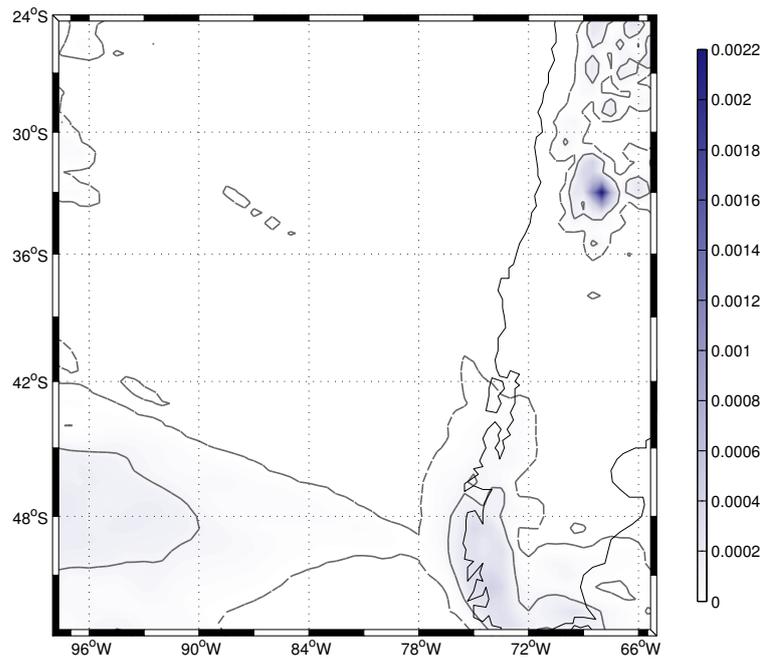
**Figura 35:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente a la segunda clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



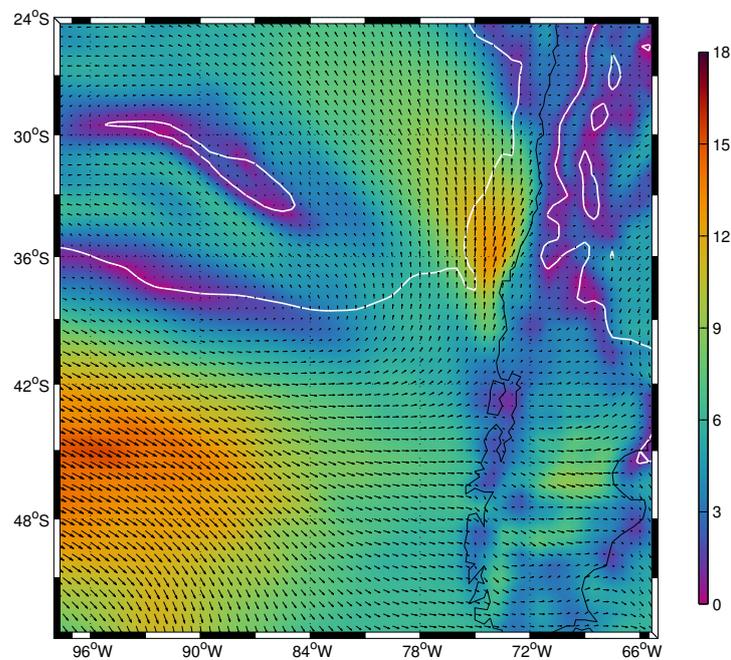
**Figura 36:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Relleno de colores tienen unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



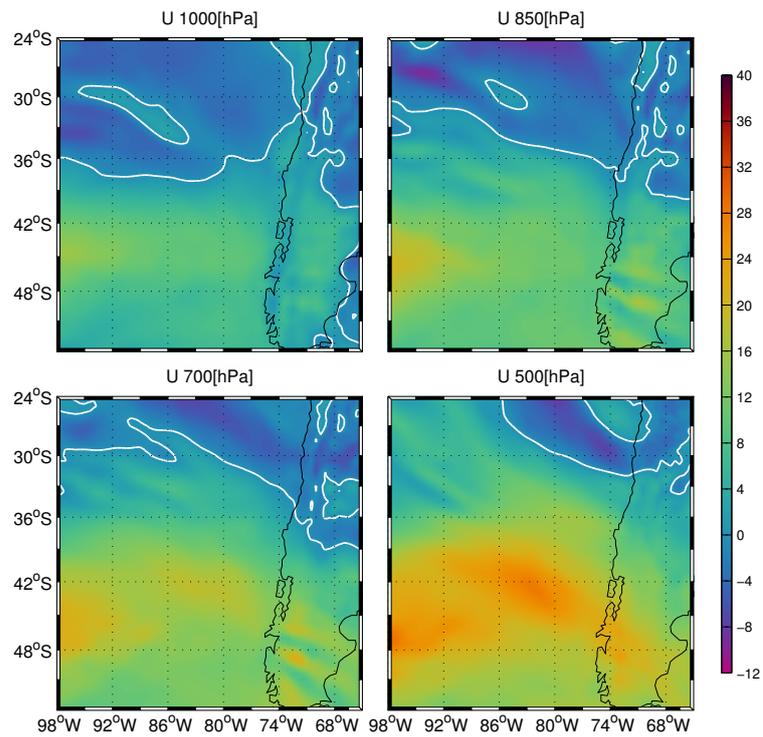
**Figura 37:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



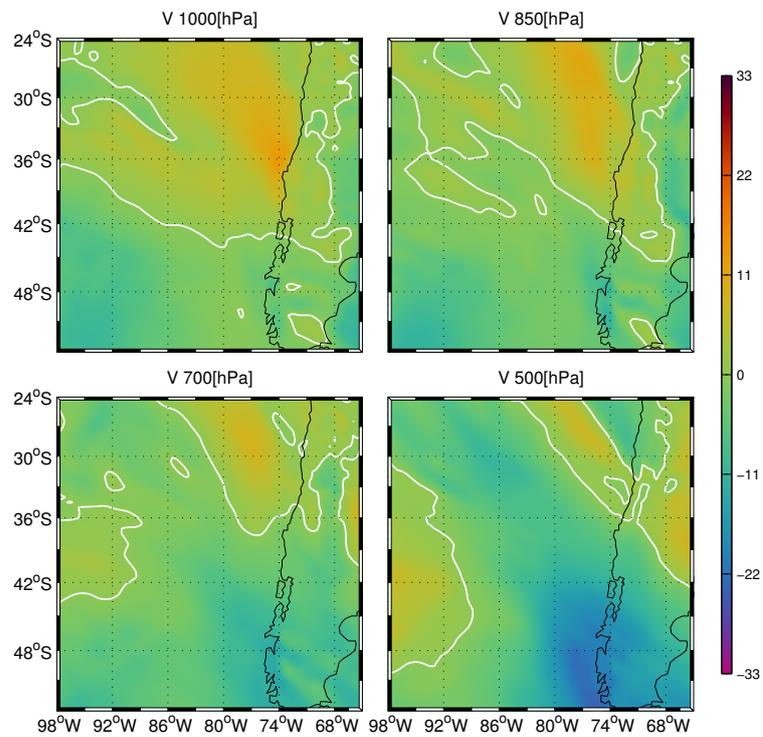
**Figura 38:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



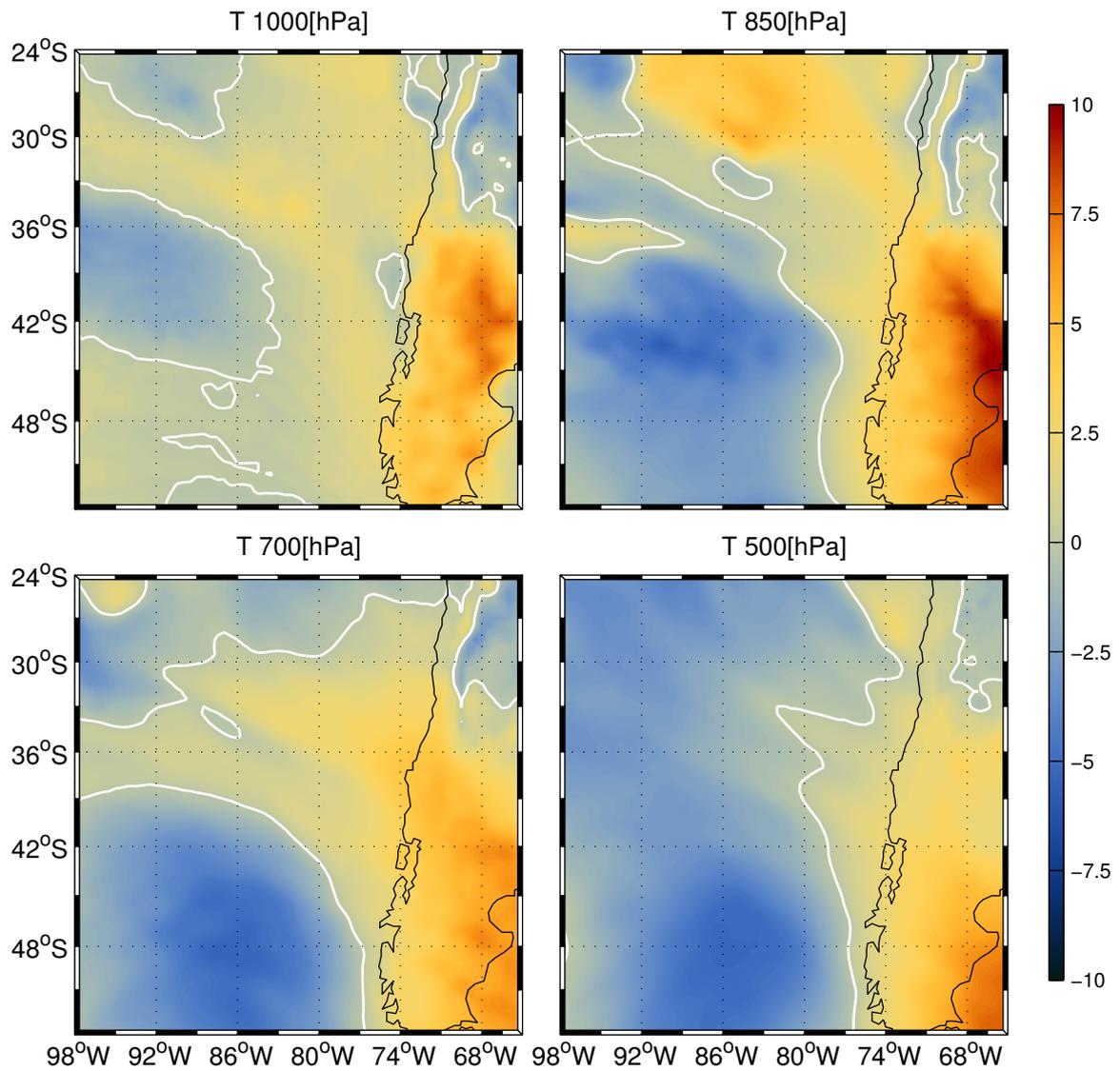
**Figura 39:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



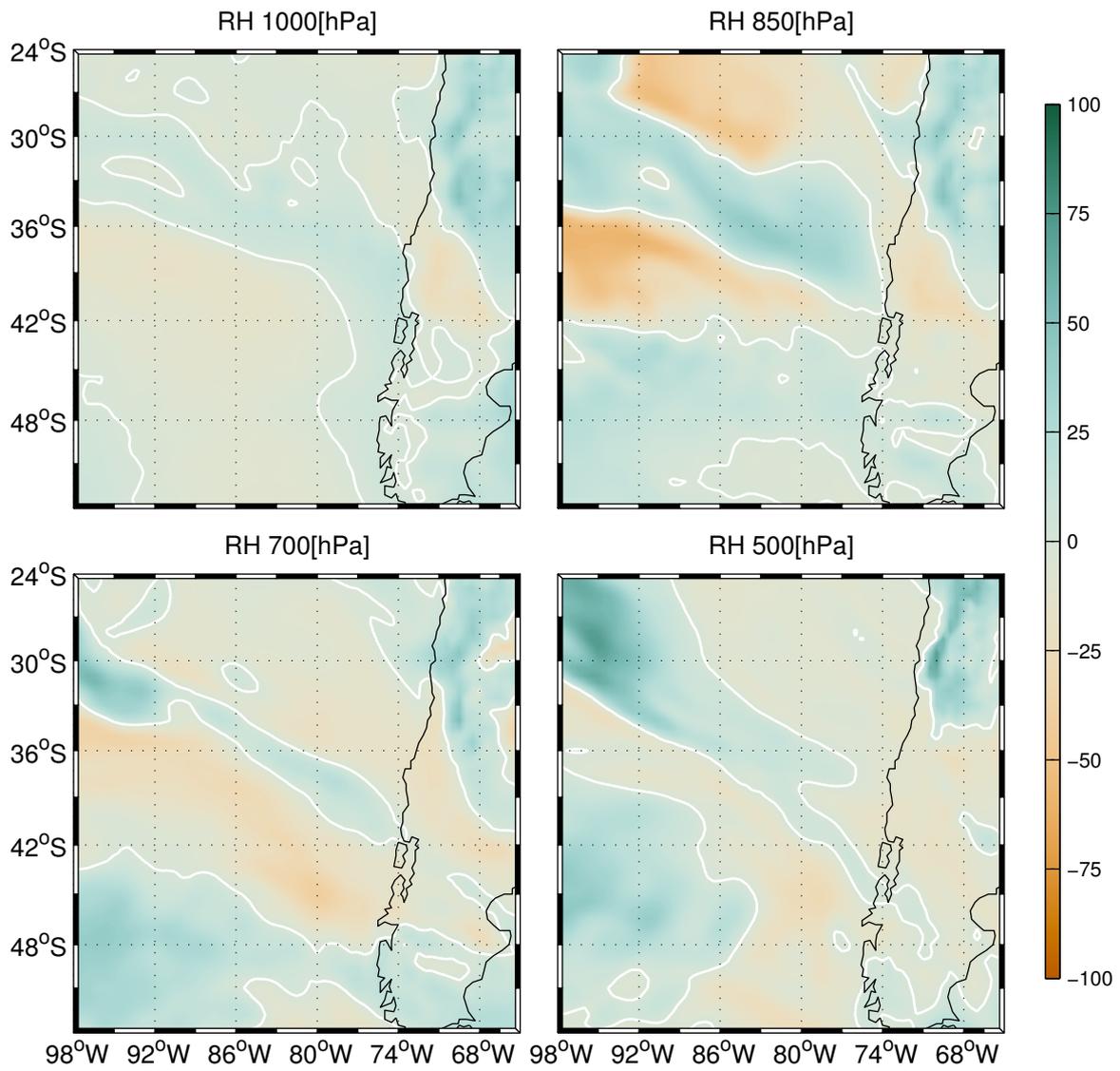
**Figura 40:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



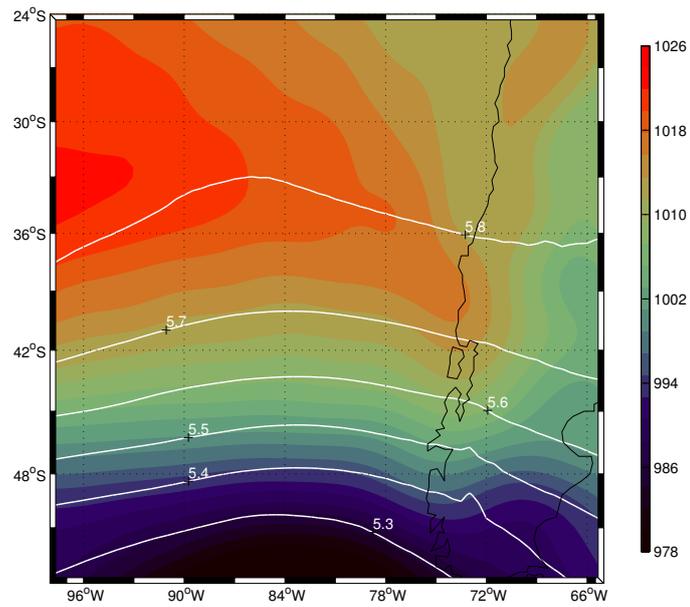
**Figura 41:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



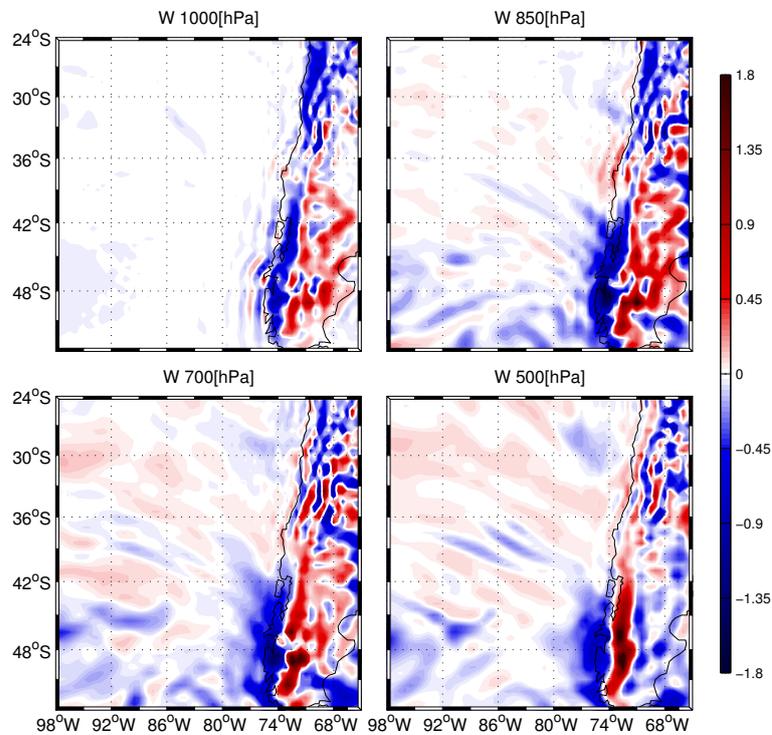
**Figura 42:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de temperatura en [°C]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0 [°C].



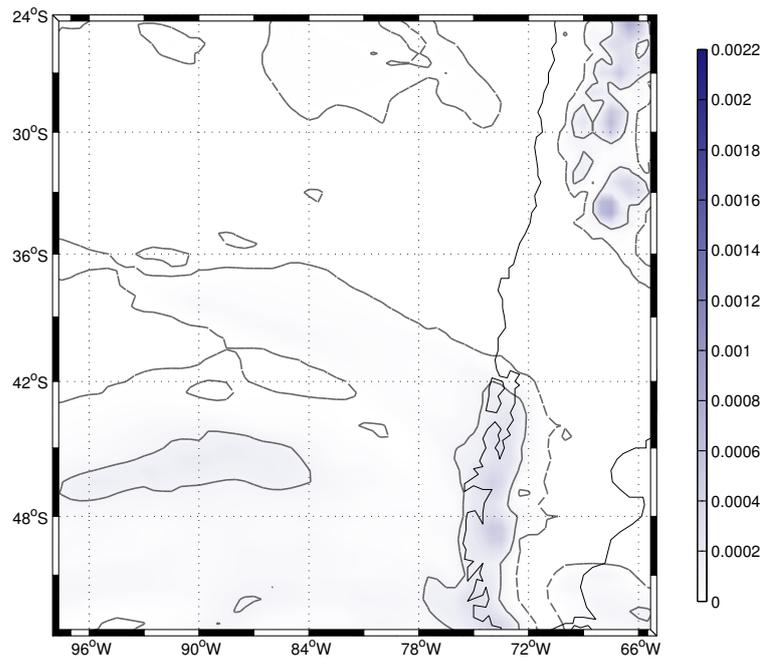
**Figura 43:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente a la primera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



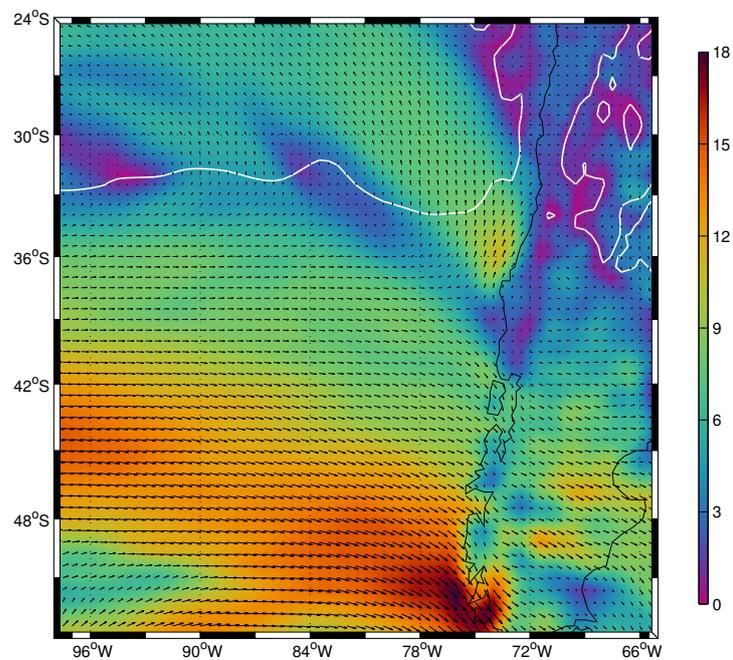
**Figura 44:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Relleno de colores tiene unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isólinas de alturas geopotenciales en [km].



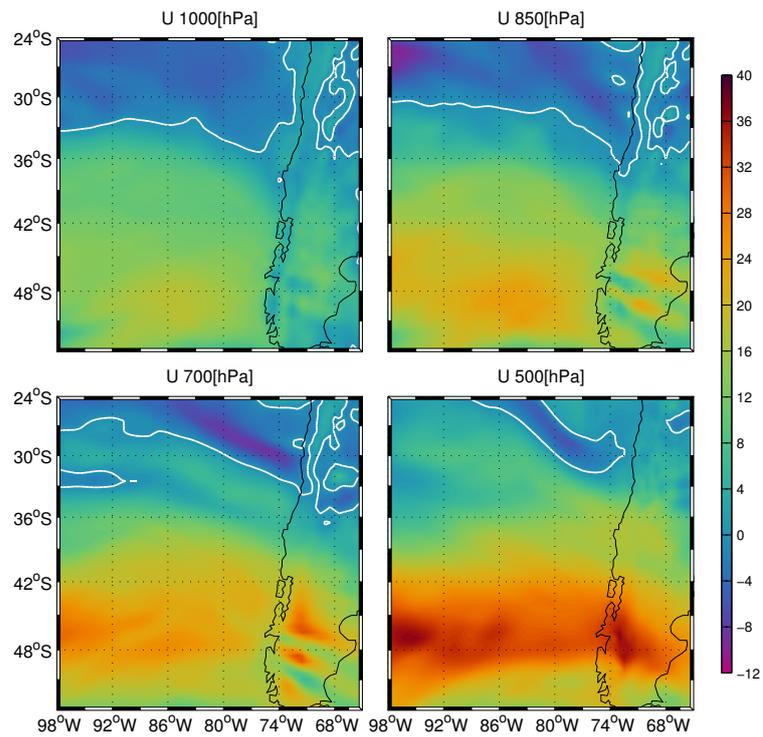
**Figura 45:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



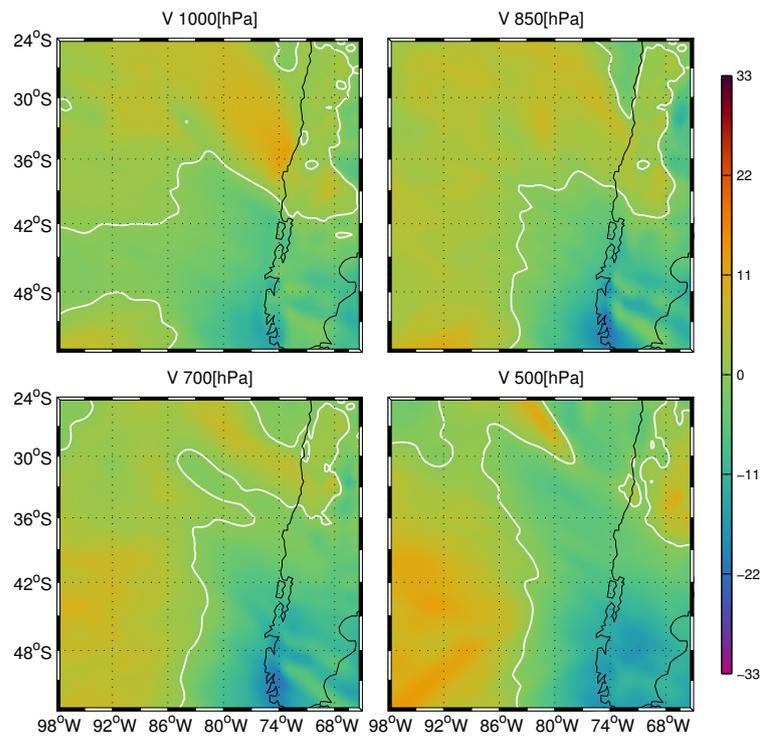
**Figura 46:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



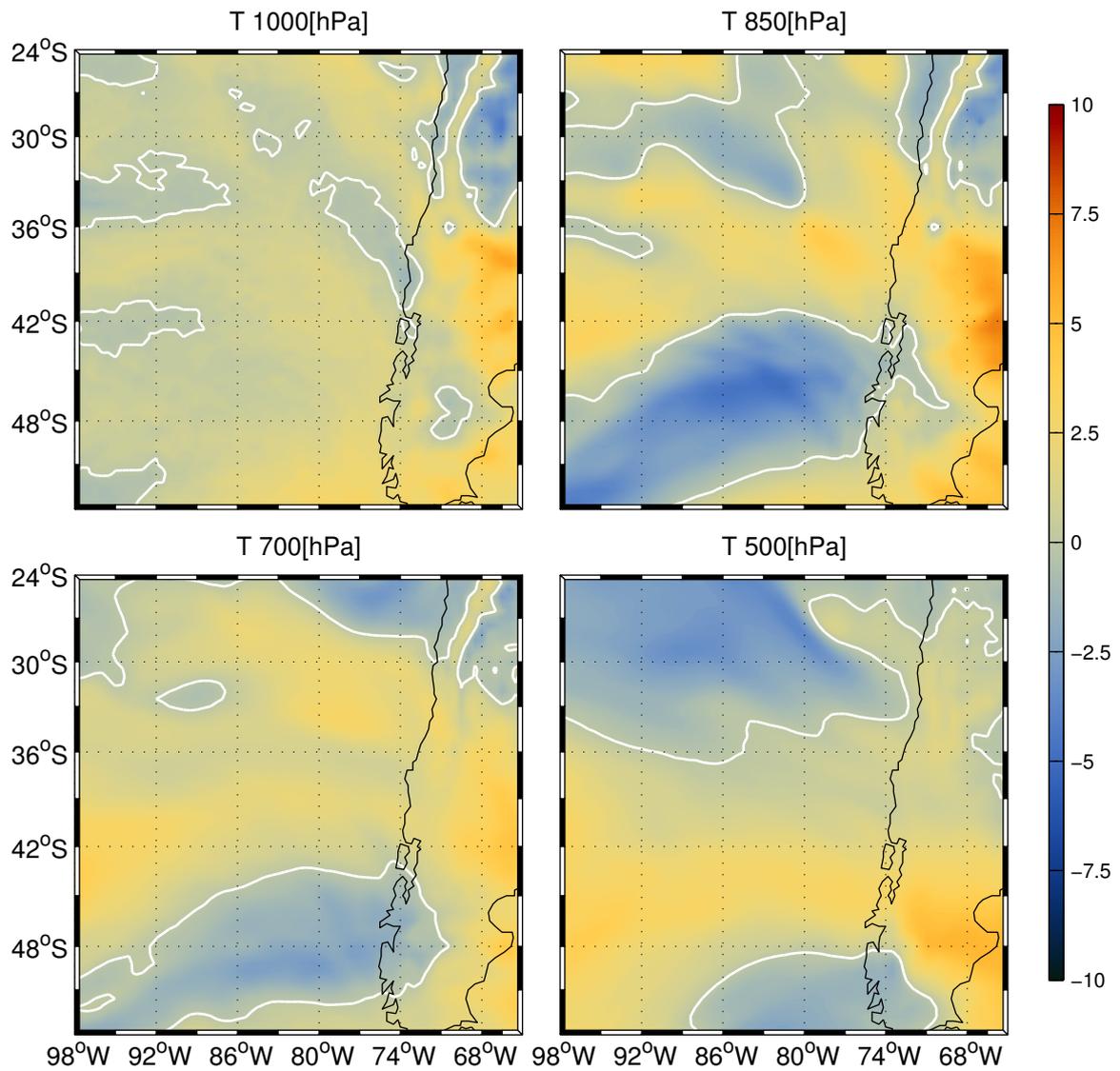
**Figura 47:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



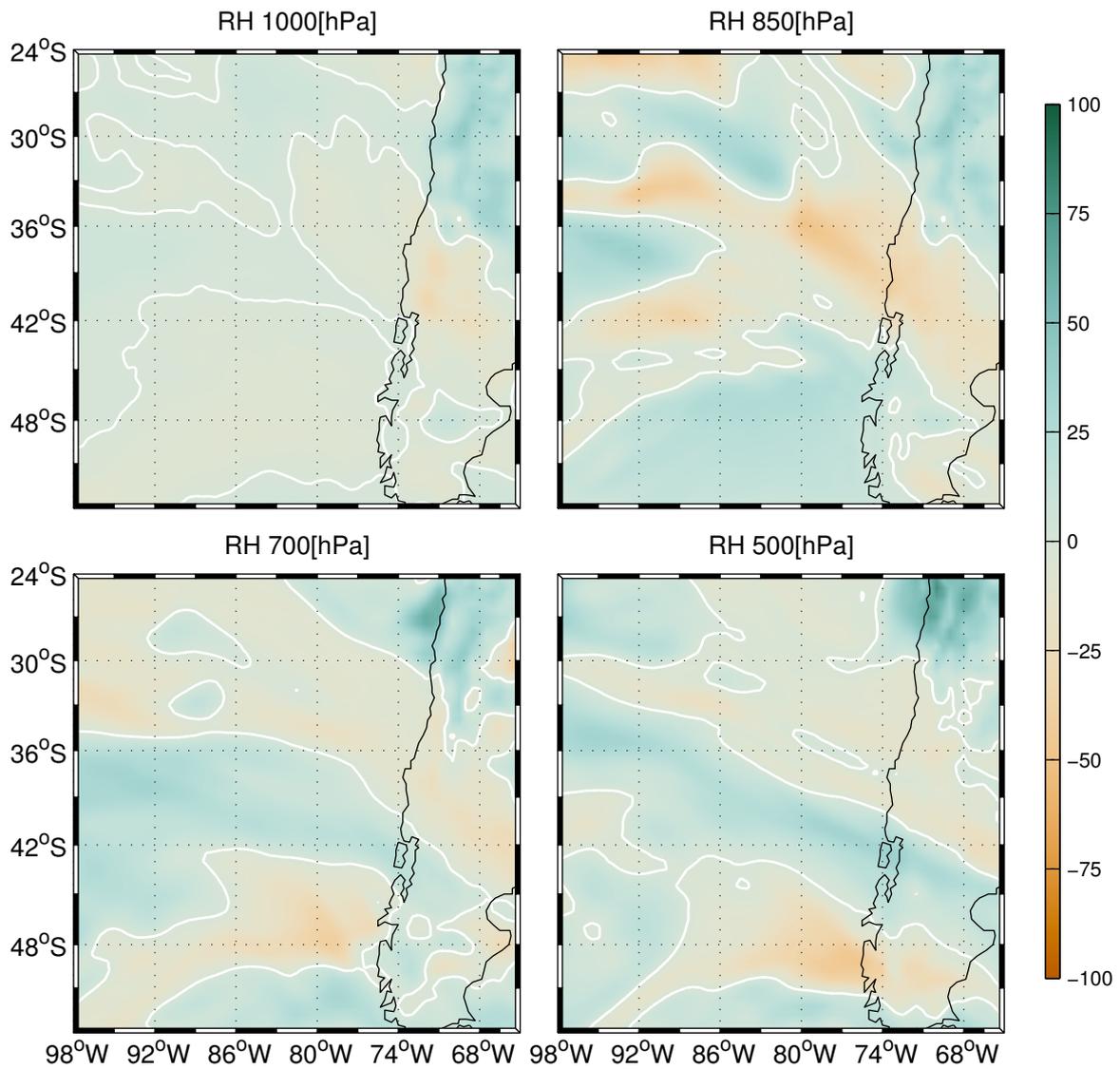
**Figura 48:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



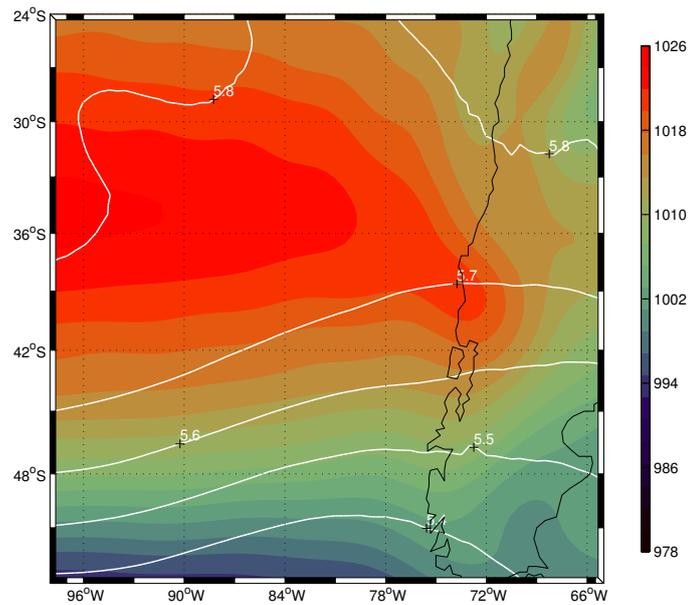
**Figura 49:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



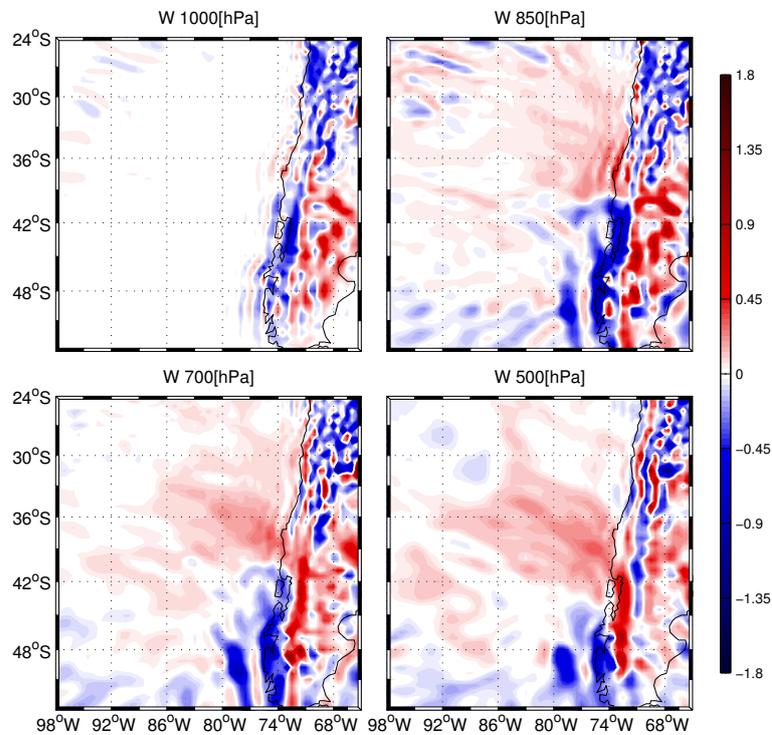
**Figura 50:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de temperatura en [°C]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0 [°C].



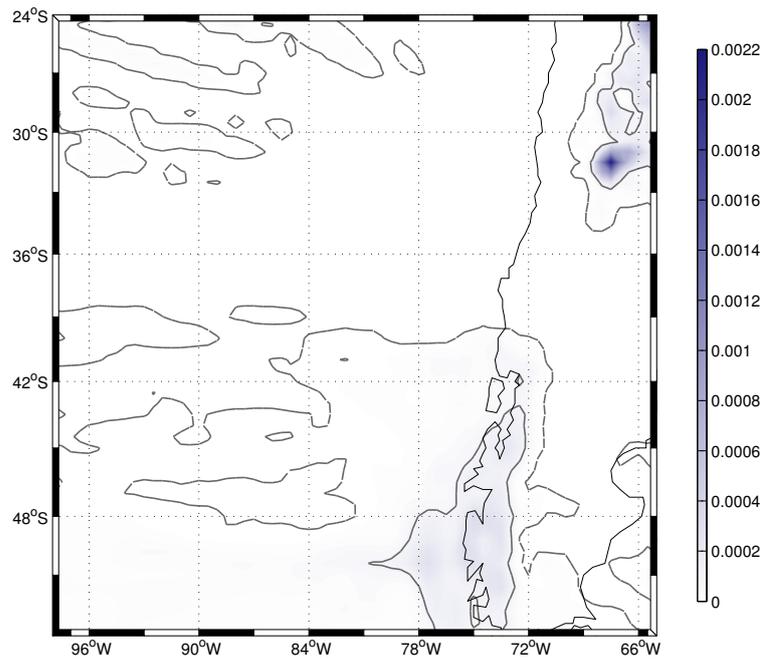
**Figura 51:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente a la segunda clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



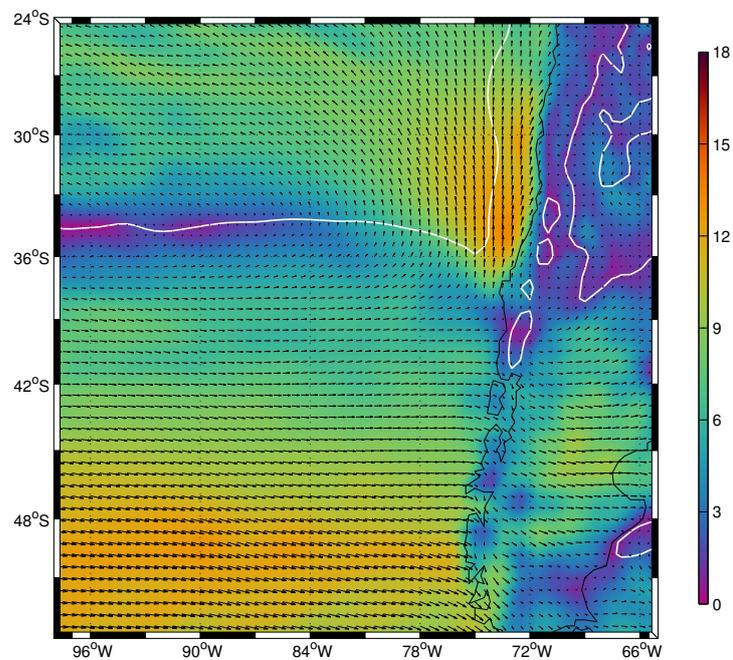
**Figura 52:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Relleno de colores tiene unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isólinas de alturas geopotenciales en [km].



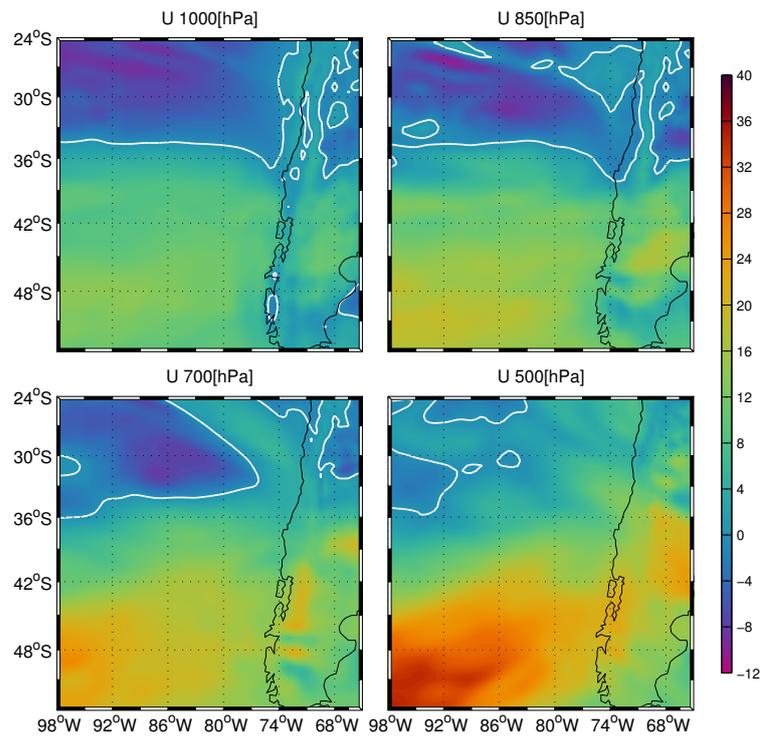
**Figura 53:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



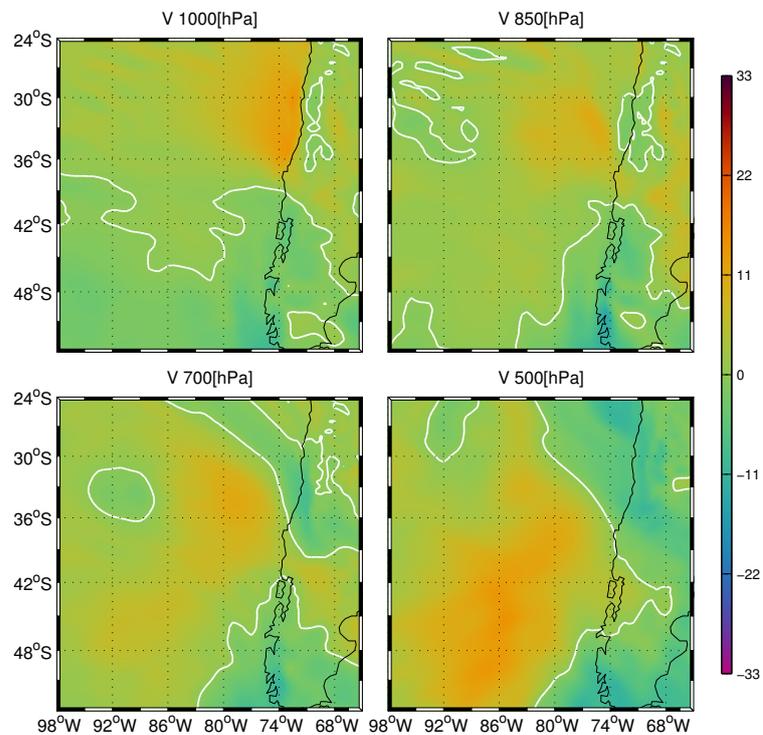
**Figura 54:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isóneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isóneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



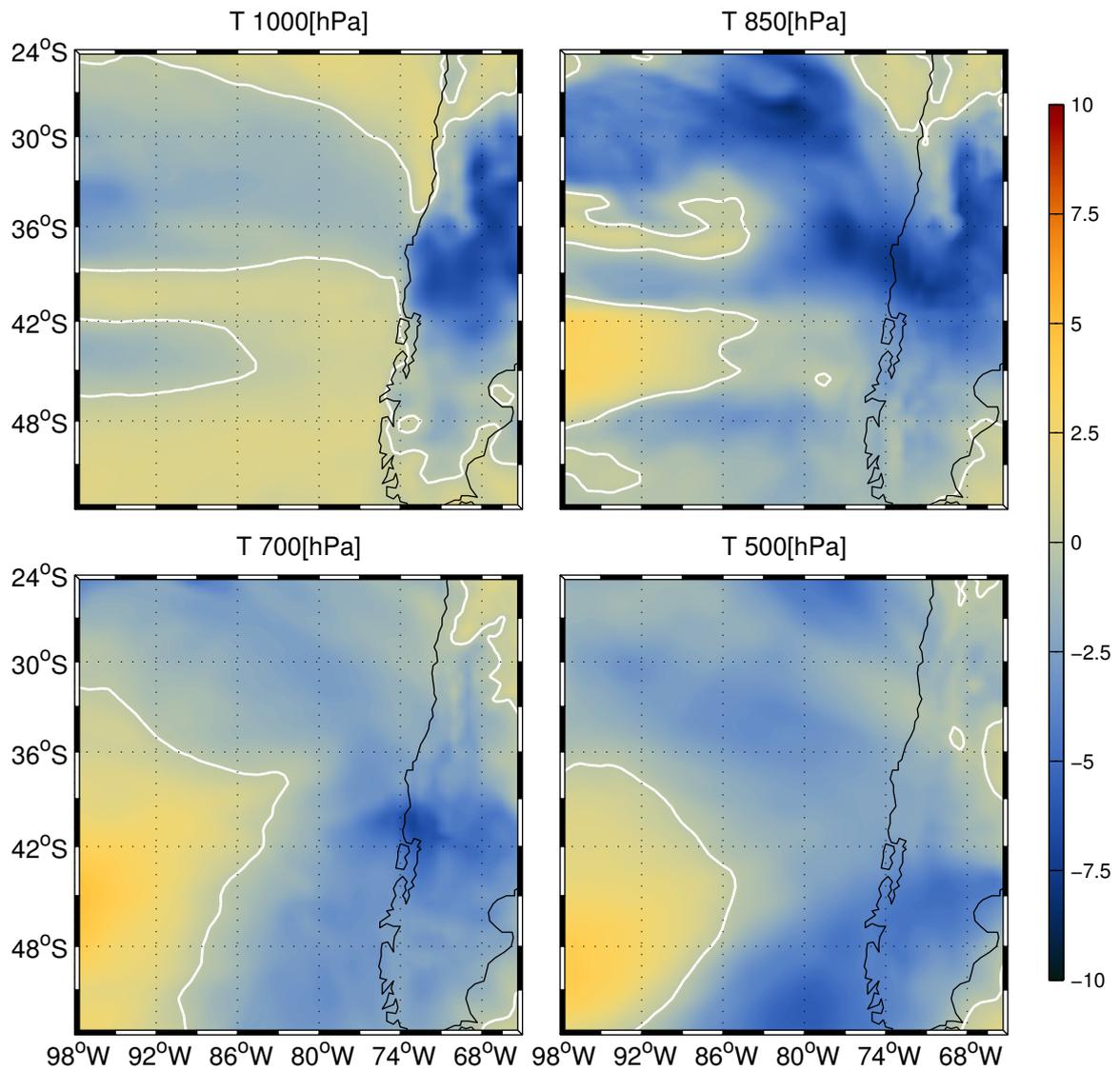
**Figura 55:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isónea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



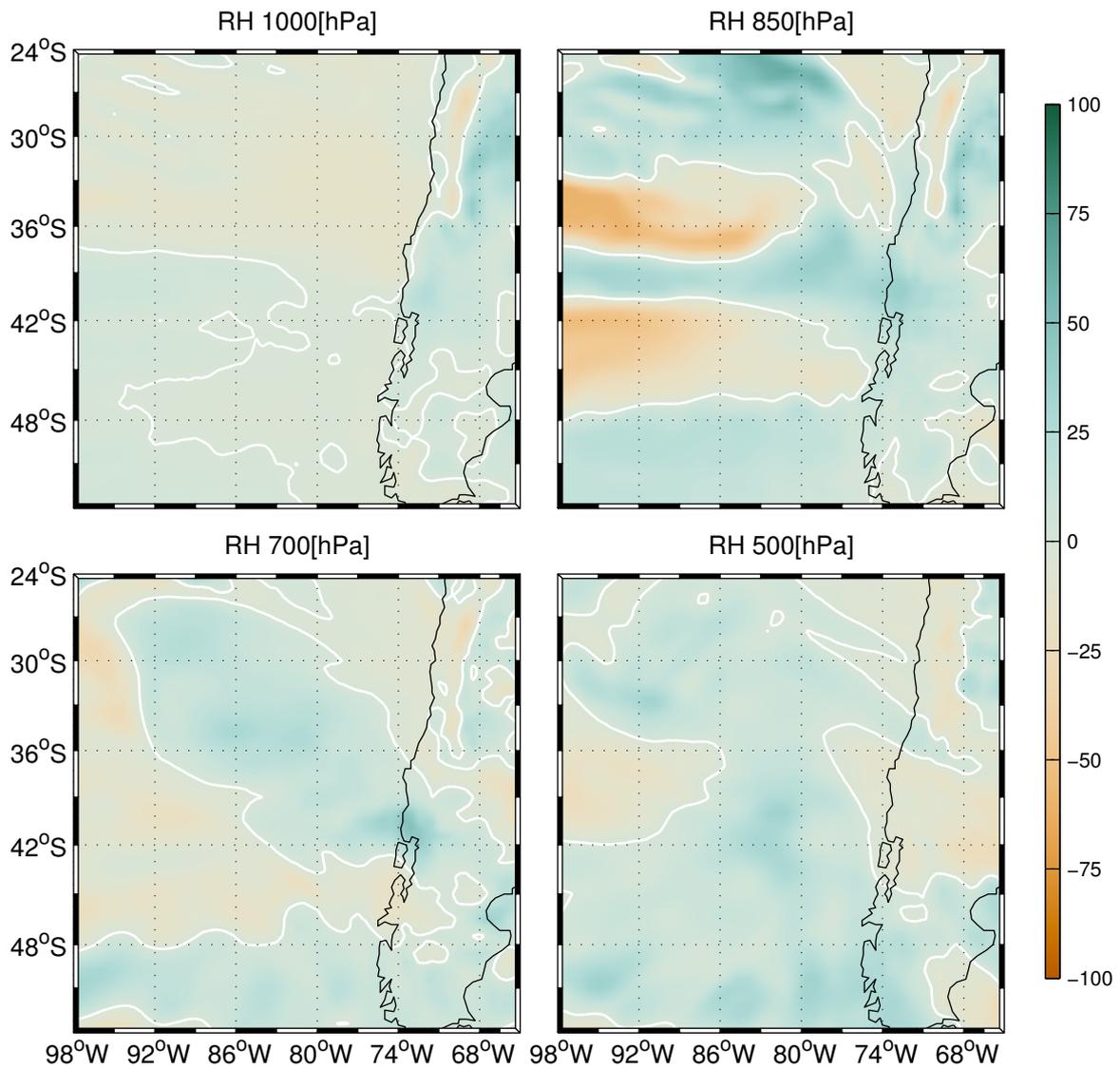
**Figura 56:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente a la tercera clase de anticiclones débiles con proyección sobre el continente. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



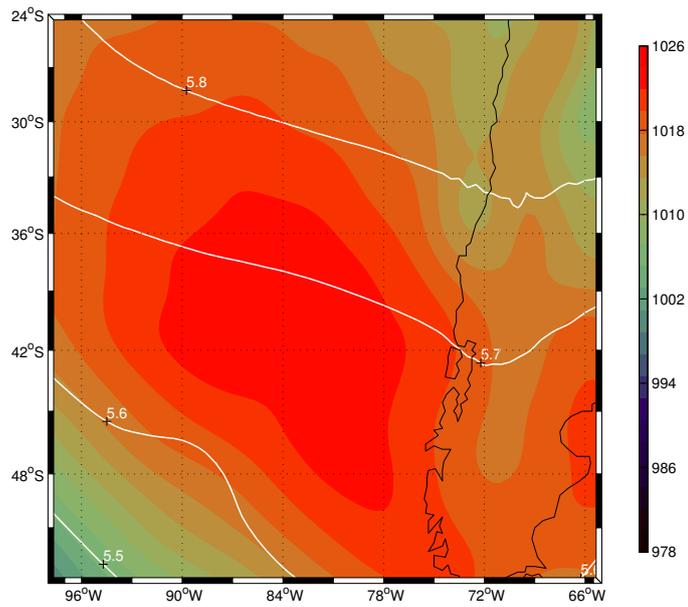
**Figura 57:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



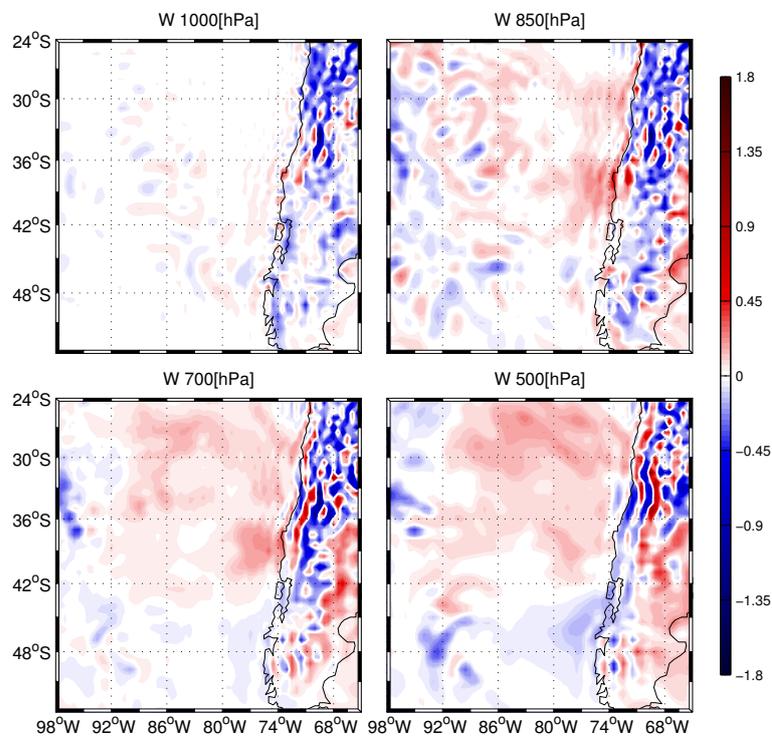
**Figura 58:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de temperatura en  $[^{\circ}C]$ . Línea blanca corresponde a anomalía de 0  $[^{\circ}C]$ .



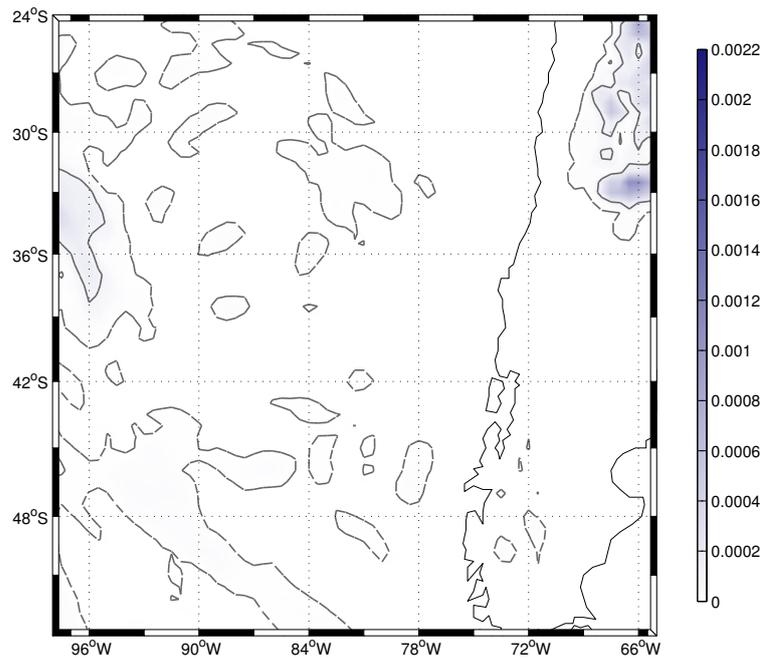
**Figura 59:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente a la tercera clase de anticiclones fuertes con proyección sobre el continente. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



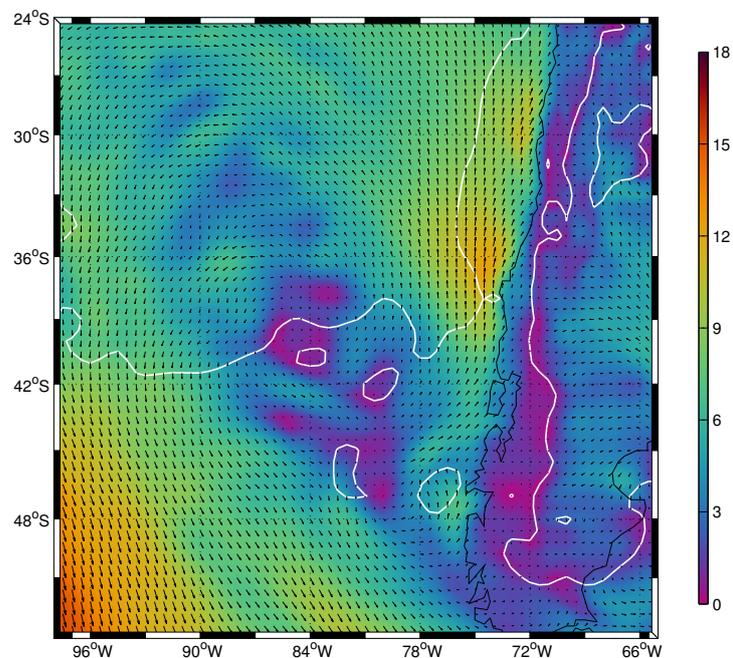
**Figura 60:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Relleno de colores tiene unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



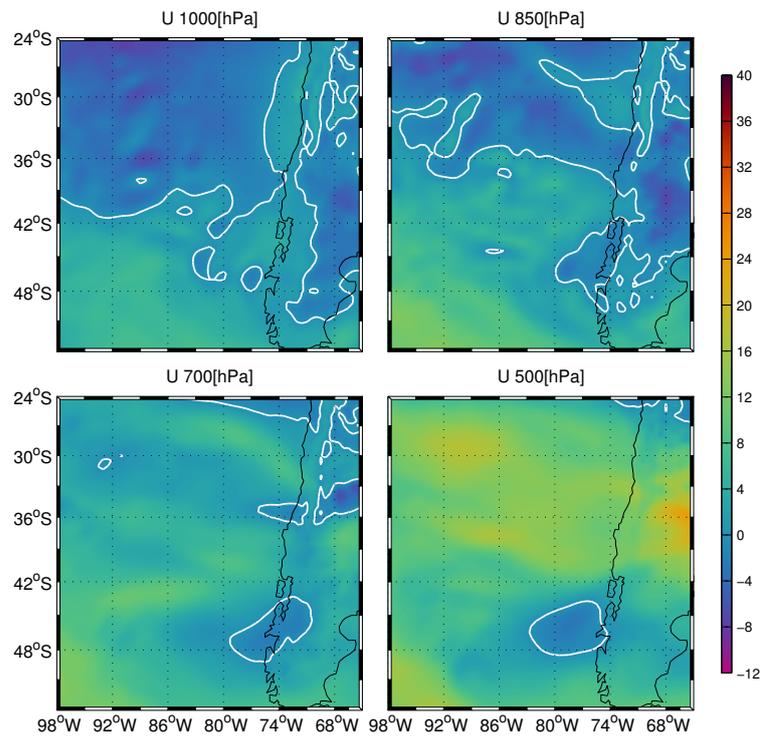
**Figura 61:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



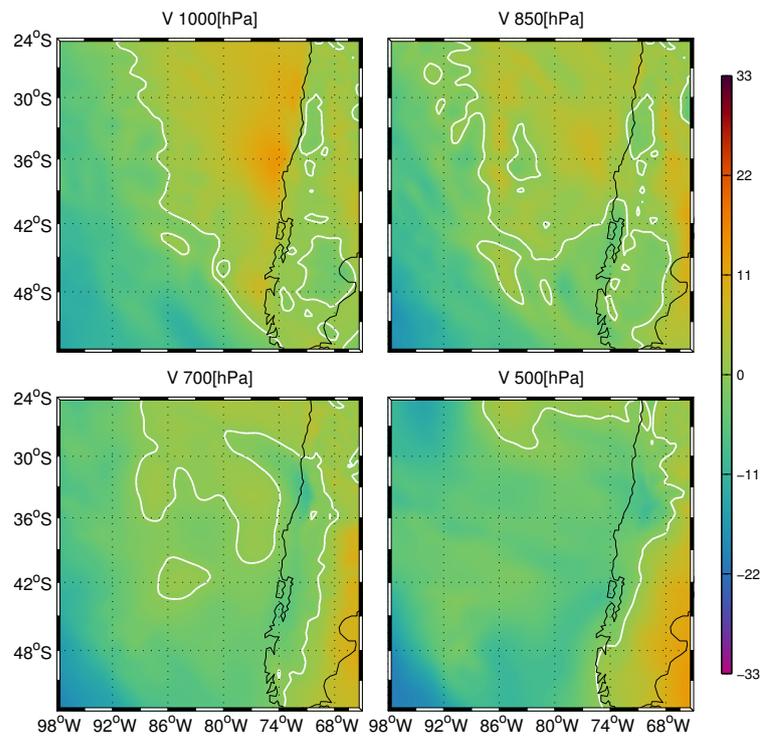
**Figura 62:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



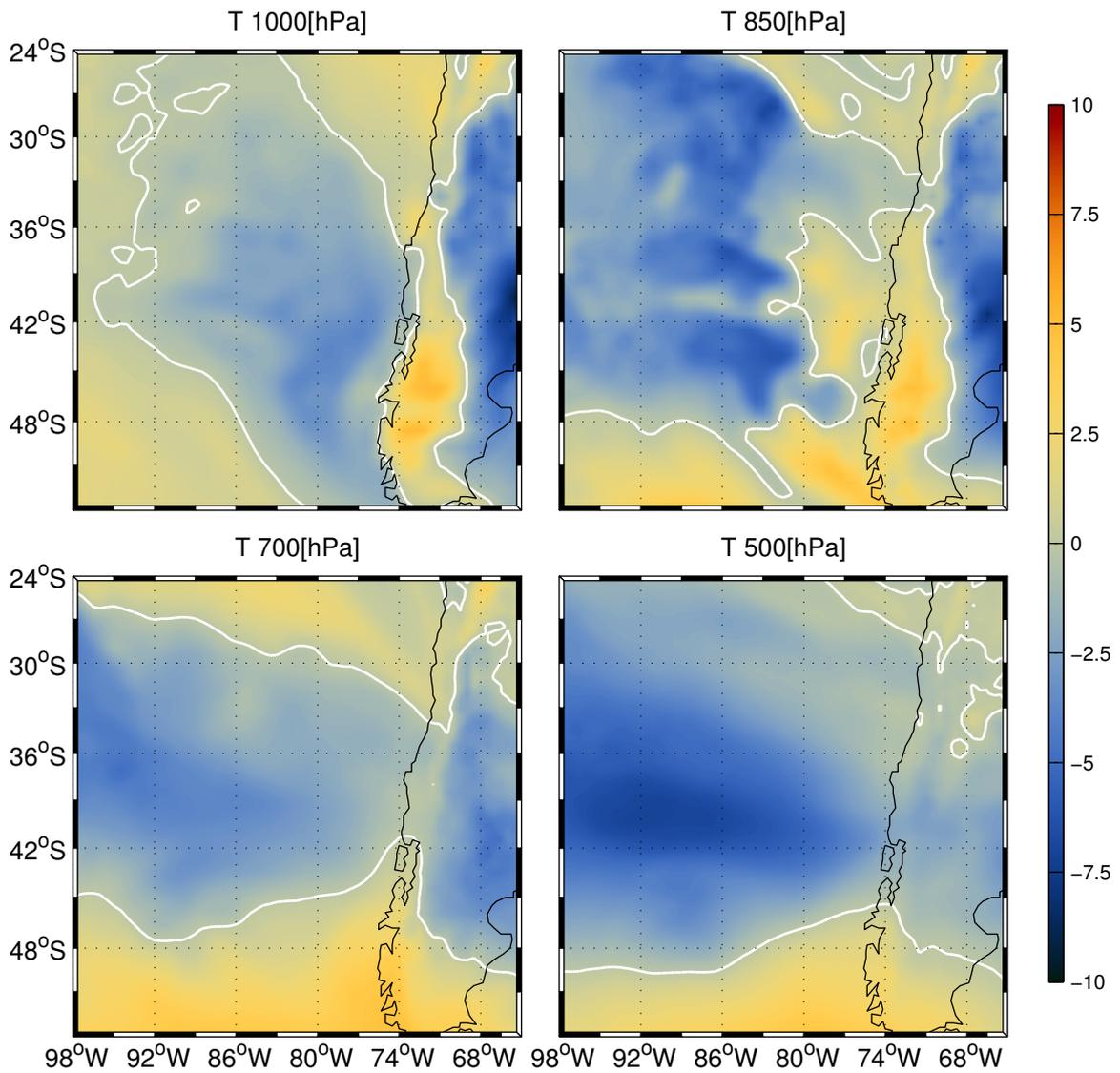
**Figura 63:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada 0.5° de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



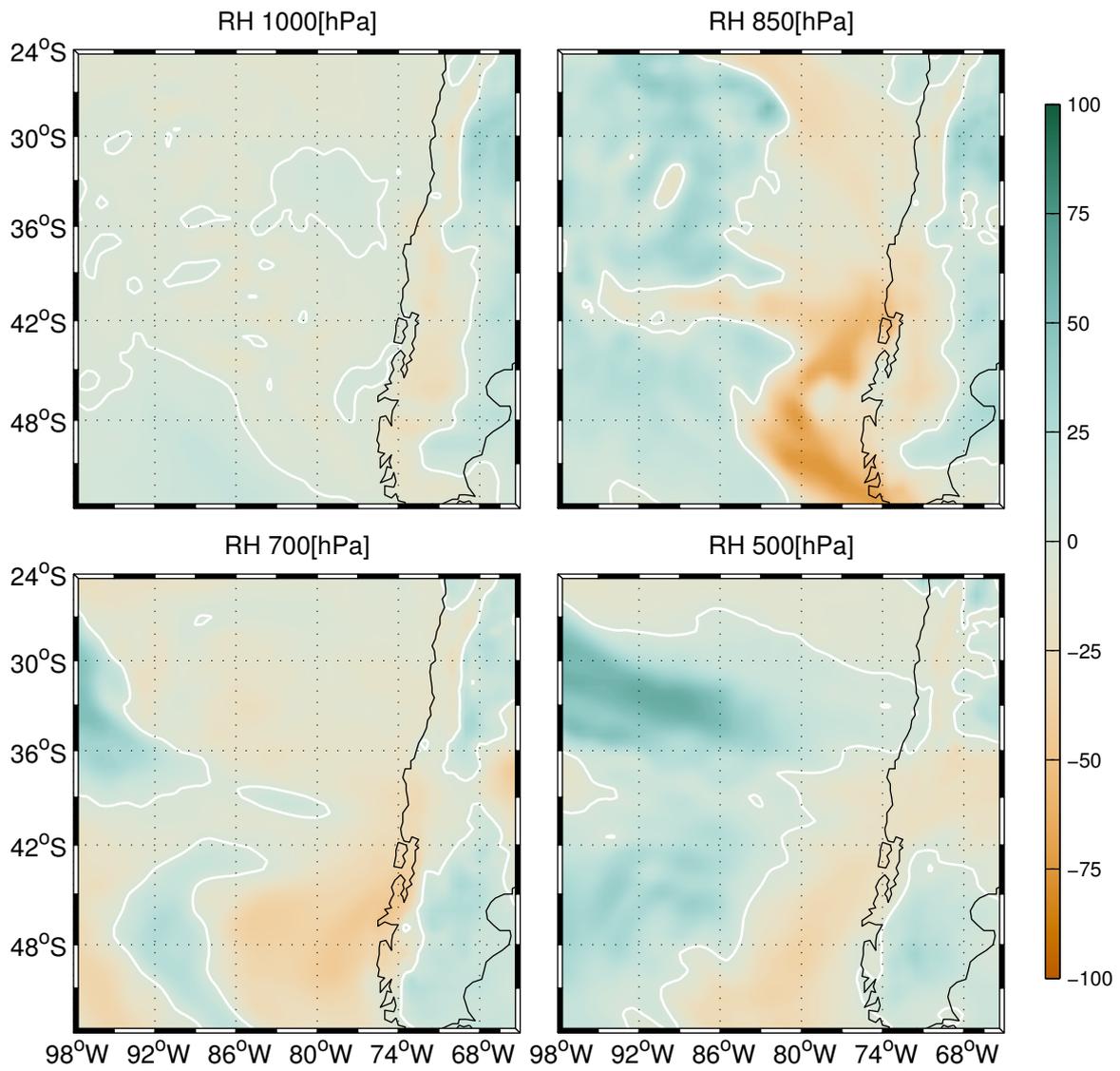
**Figura 64:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de 0 [ $\frac{m}{s}$ ]. Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



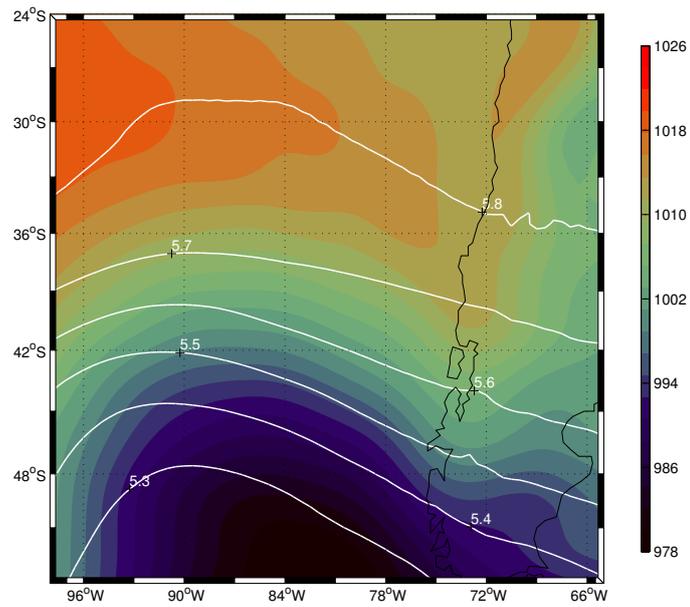
**Figura 65:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



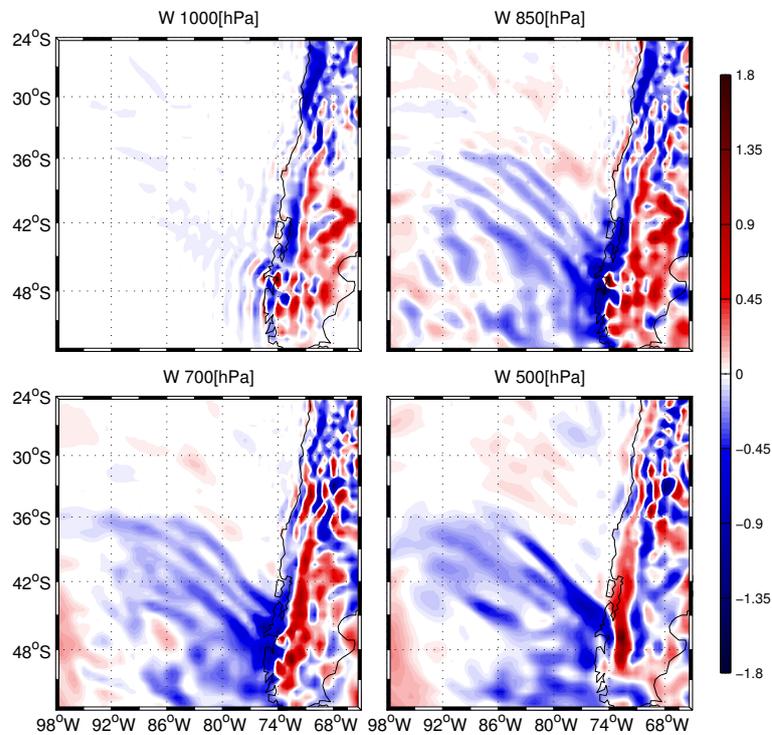
**Figura 66:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Colores indican valores de anomalía de temperatura en [°C]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0 [°C].



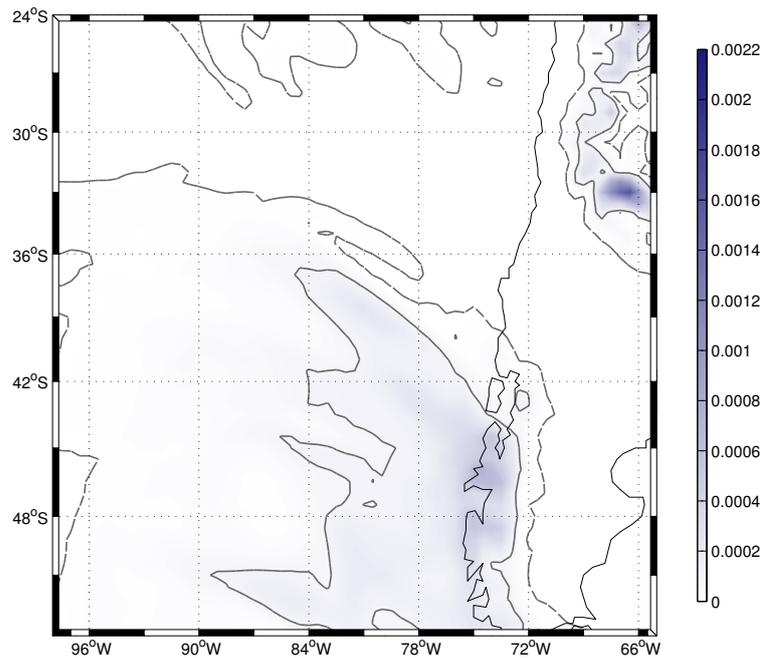
**Figura 67:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente al anticiclón fuerte situado hacia el sur de 36°S. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



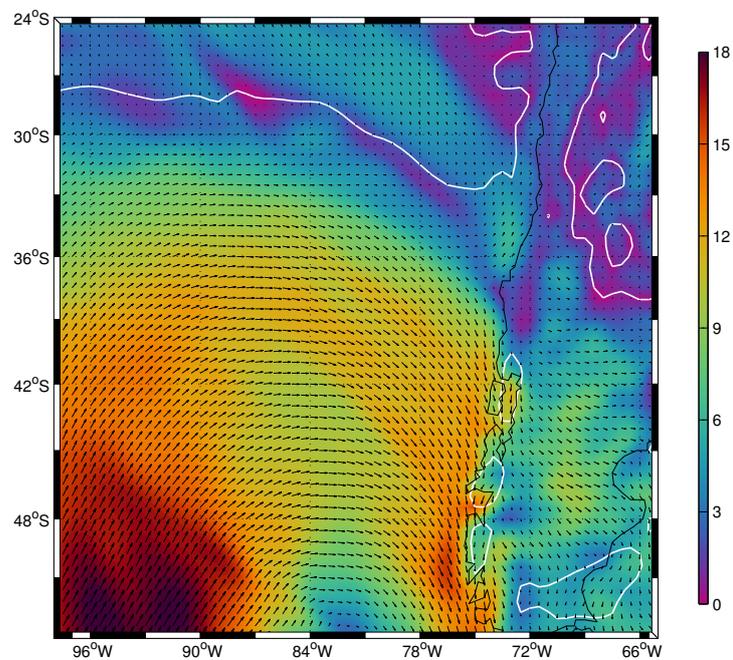
**Figura 68:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Relleno de colores tiene unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



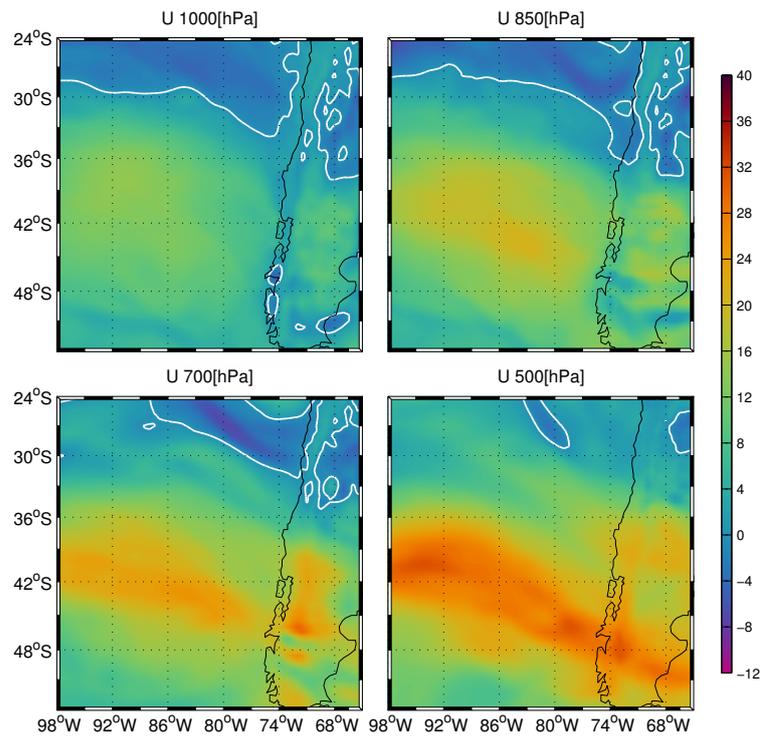
**Figura 69:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



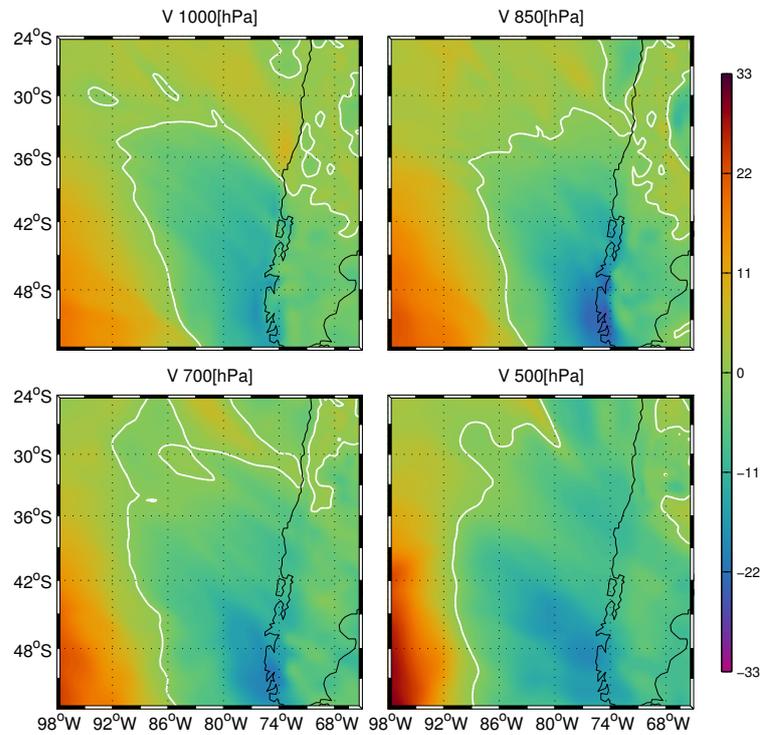
**Figura 70:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



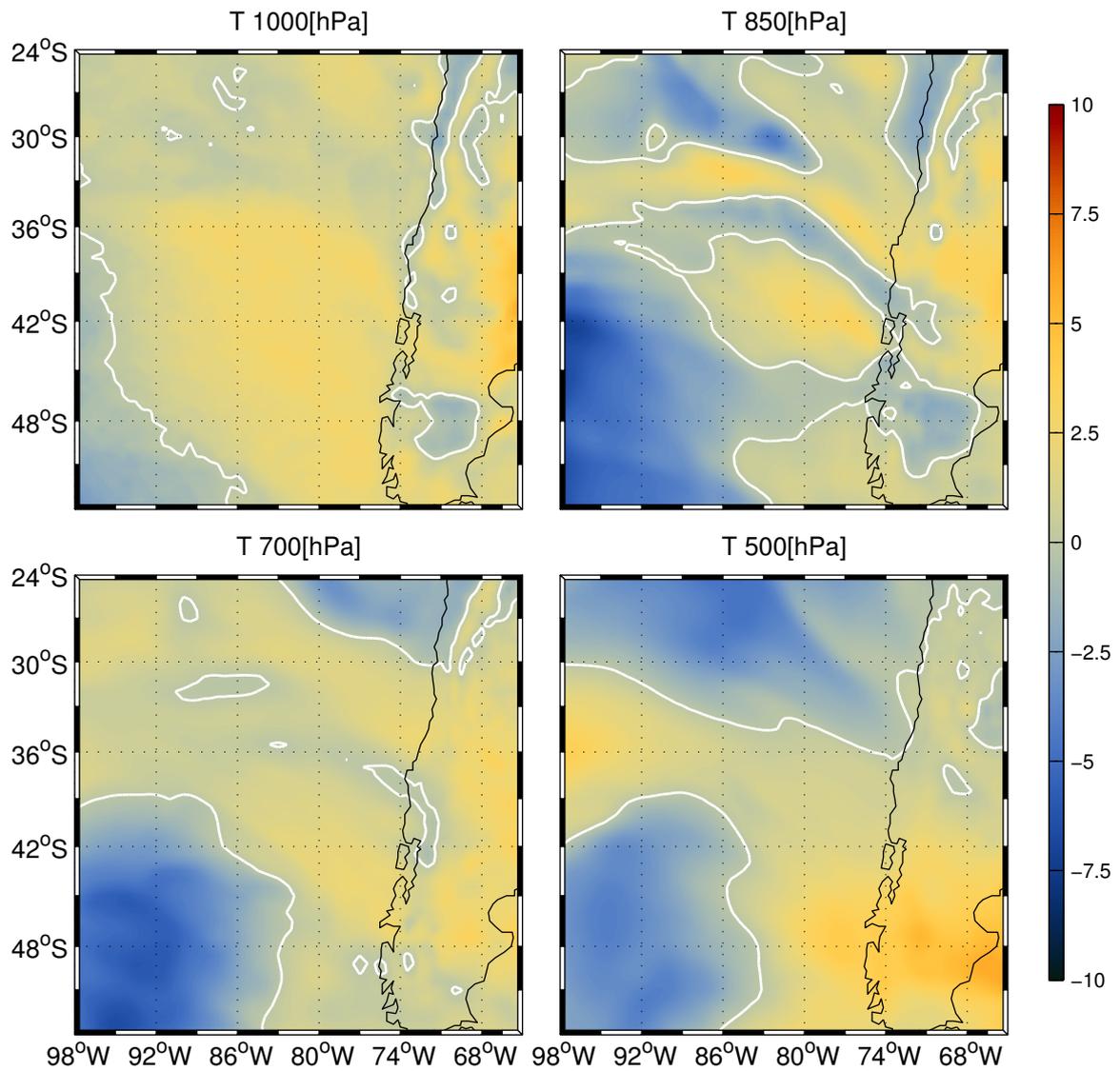
**Figura 71:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



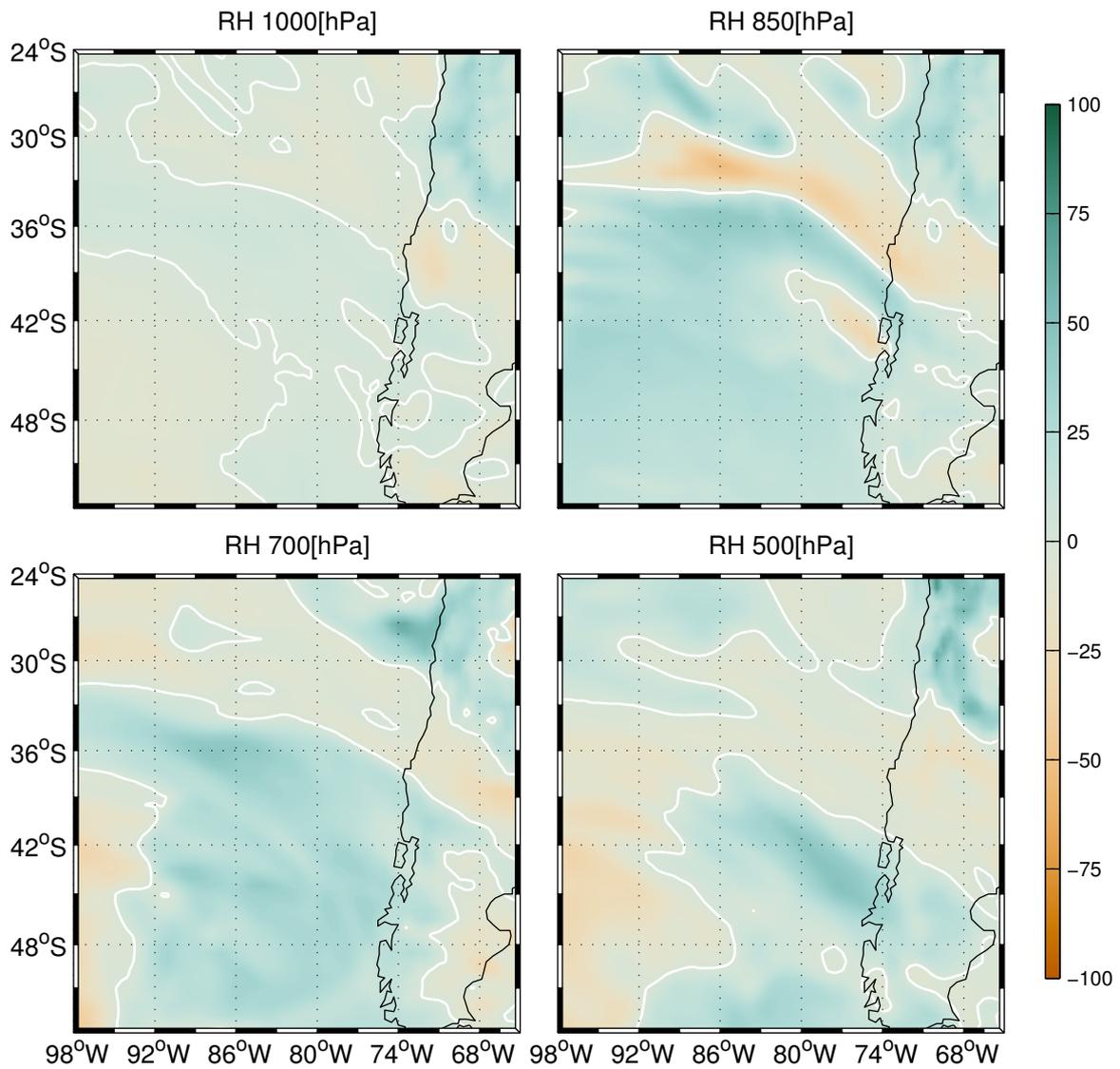
**Figura 72:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



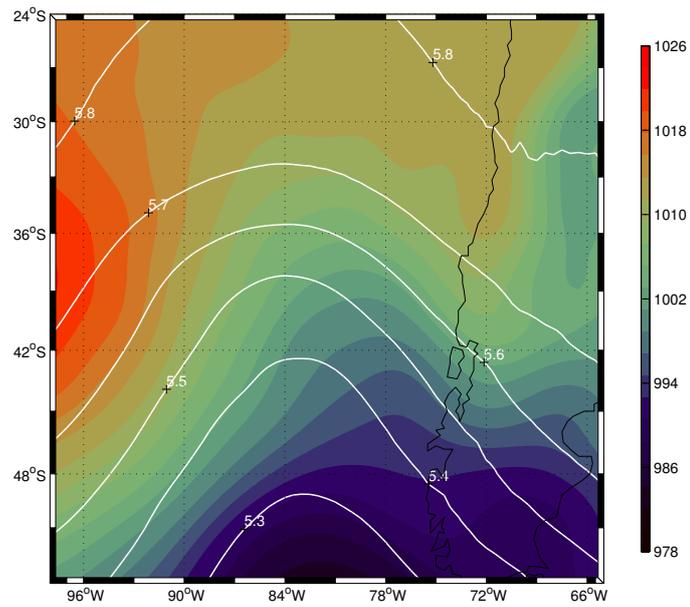
**Figura 73:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



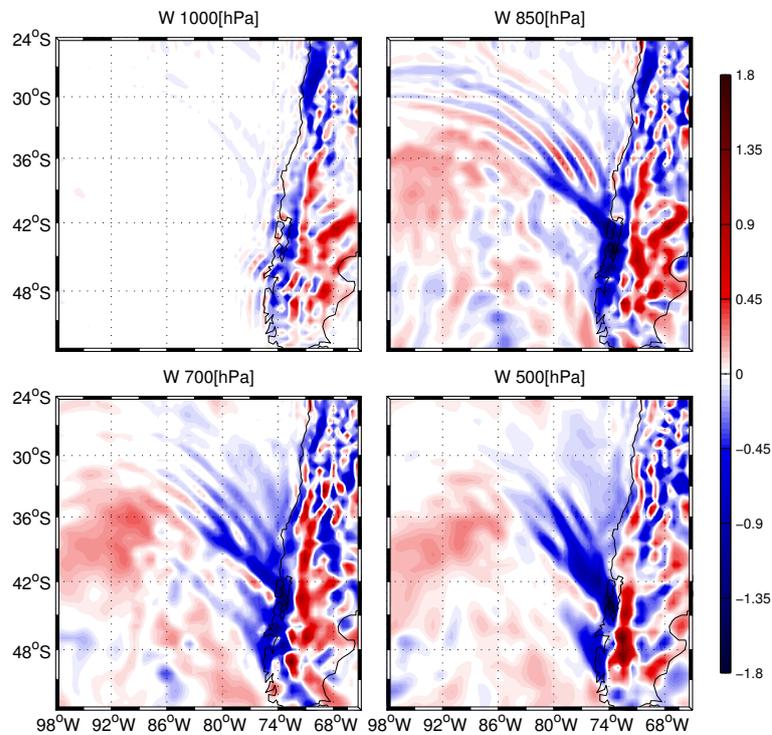
**Figura 74:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Colores indican valores de anomalía de temperatura en  $^{\circ}C$ . Línea blanca corresponde a anomalía de 0  $^{\circ}C$ .



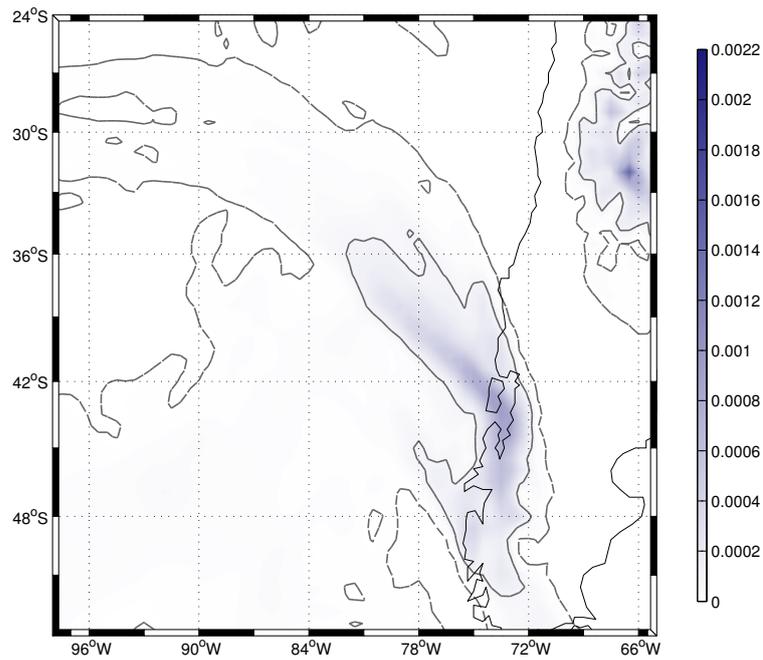
**Figura 75:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 1. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



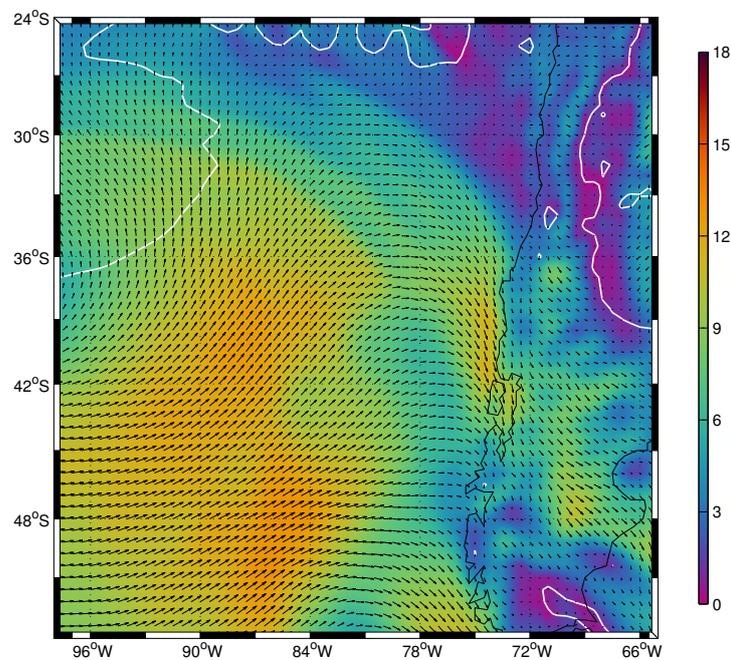
**Figura 76:** Compuestos del campo de presión superficial y de alturas geopotenciales en 500[hPa], correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Relleno de colores tiene unidades de presión en [hPa]. Líneas blancas corresponden a isolíneas de alturas geopotenciales en [km].



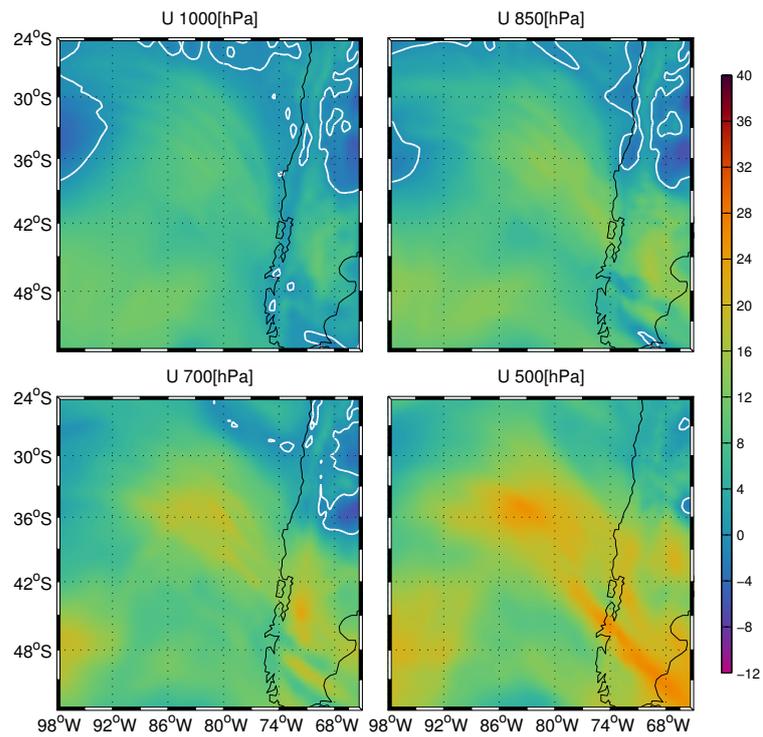
**Figura 77:** Compuestos de la componente vertical del viento, para los 4 niveles de presión estudiados, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Colores indican valores del campo en  $[\frac{hPa}{s}]$ .



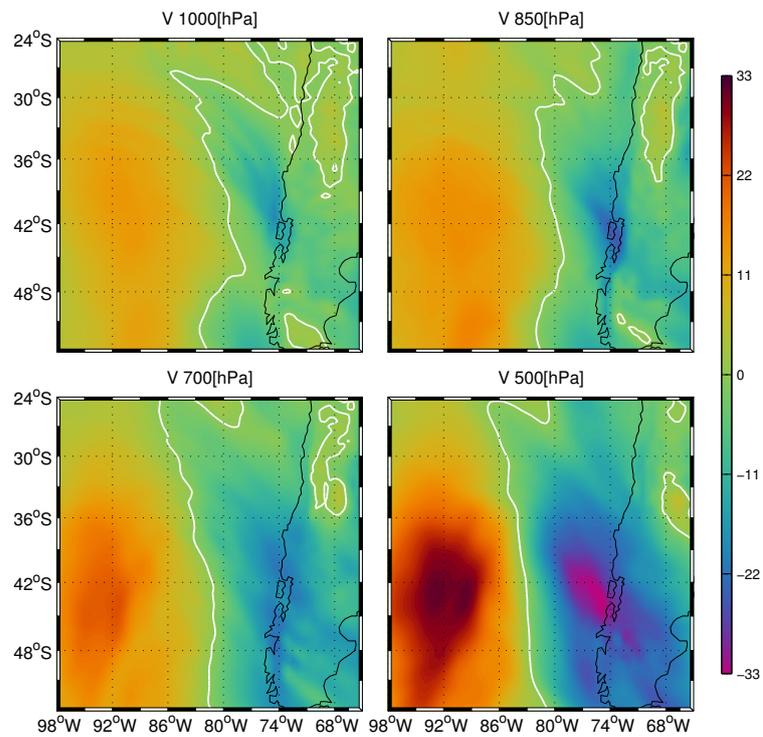
**Figura 78:** Compuesto para el campo de tasa de precipitación, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Campo posee unidades de  $[\frac{mm}{s}]$ . Líneas grises segmentadas corresponden a isolíneas del campo con valor de  $1[\frac{mm}{dia}]$ . Líneas grises continuas corresponden a isolíneas con valor de  $10[\frac{mm}{dia}]$ .



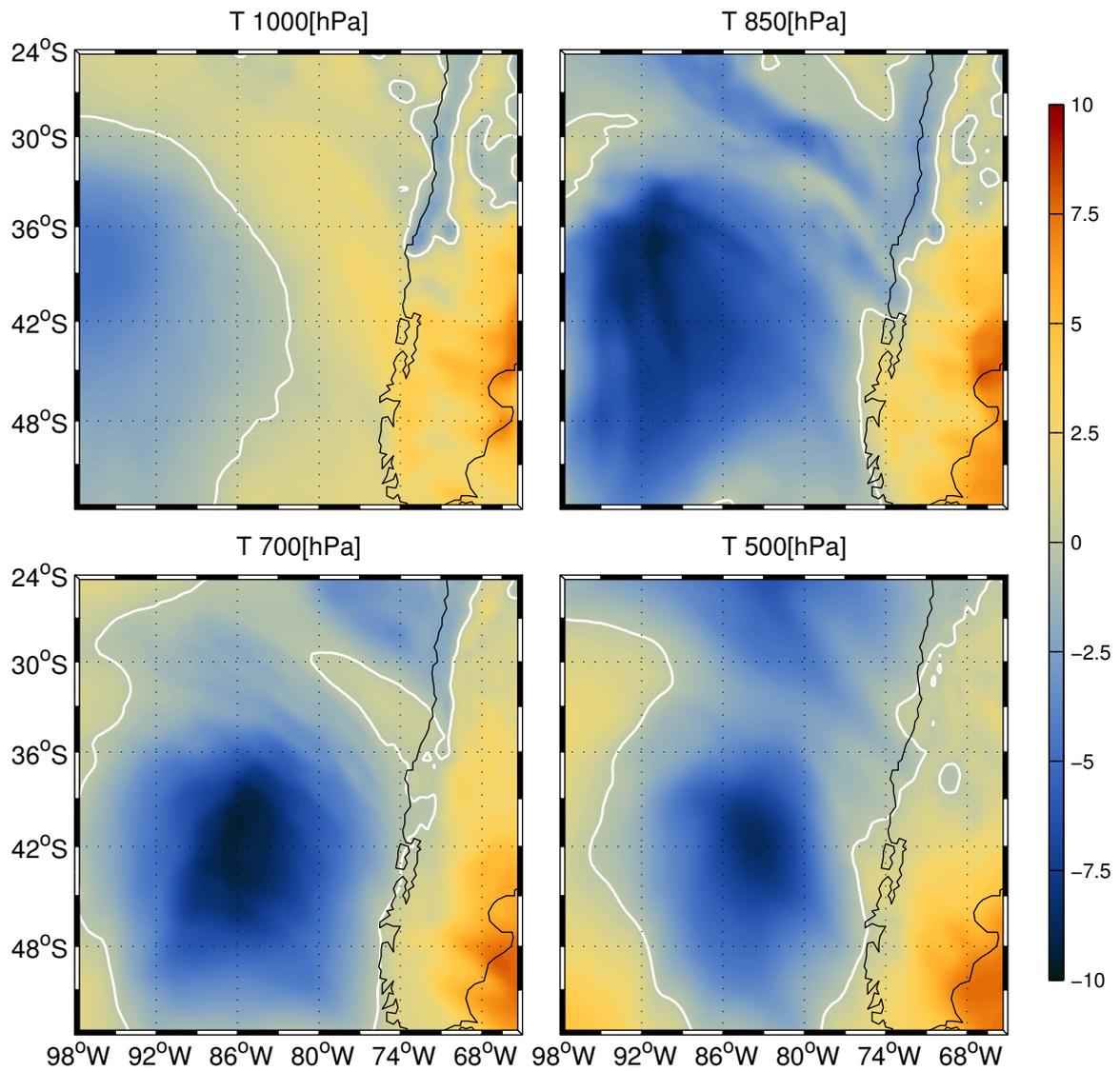
**Figura 79:** Compuesto para el campo de vientos superficiales, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Colores indican la magnitud del viento en  $[\frac{m}{s}]$ . Flechas se encuentran espaciadas cada  $0.5^\circ$  de resolución. Línea blanca corresponde a isolínea de  $0[\frac{m}{s}]$  para componente zonal.



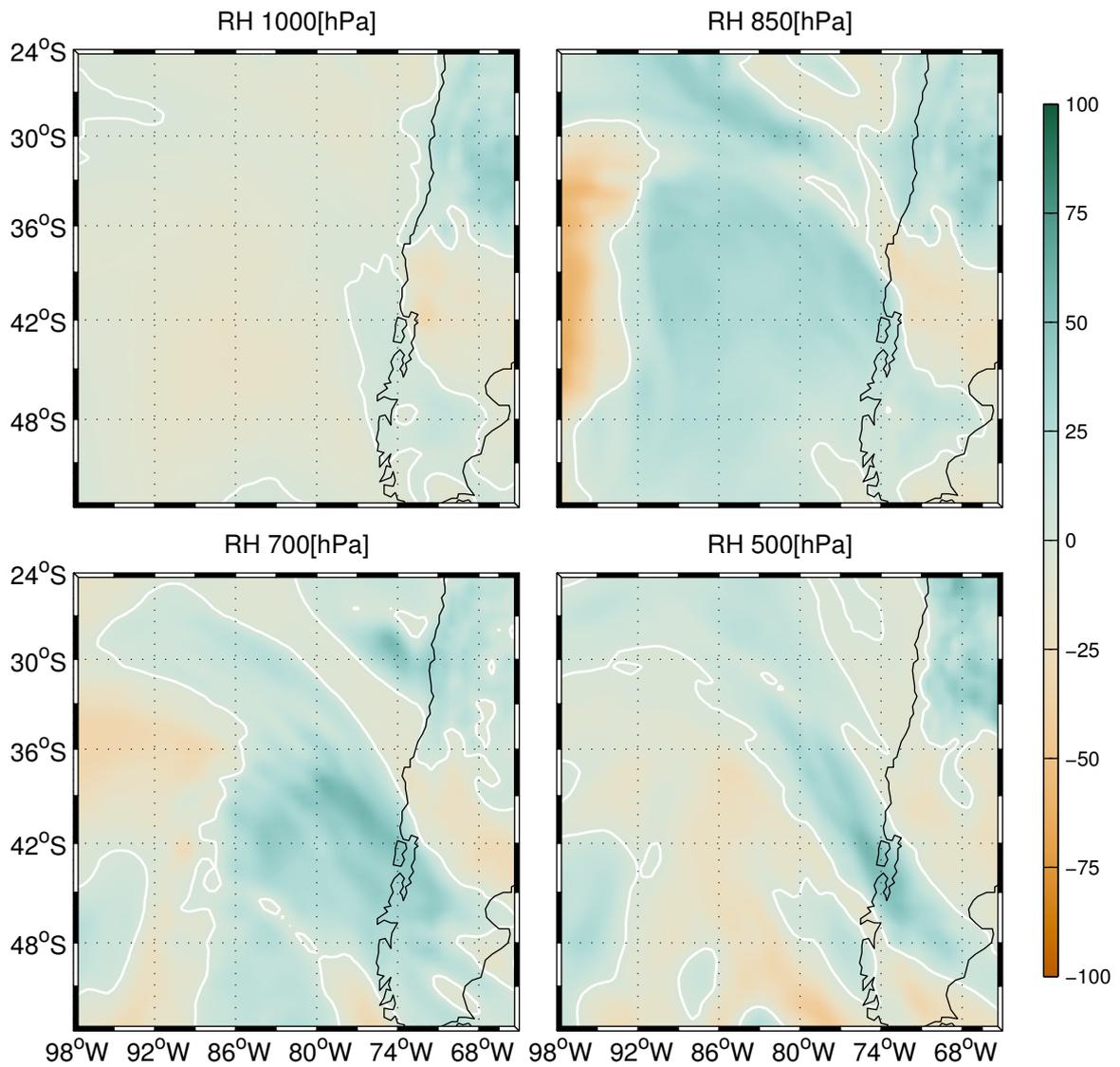
**Figura 80:** Compuesto del perfil de la componente zonal de velocidad del viento, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Líneas blancas de cada figura indican isolínea de  $0 \left[ \frac{m}{s} \right]$ . Niveles de presión utilizados son 1000, 850, 700 y 500[hPa].



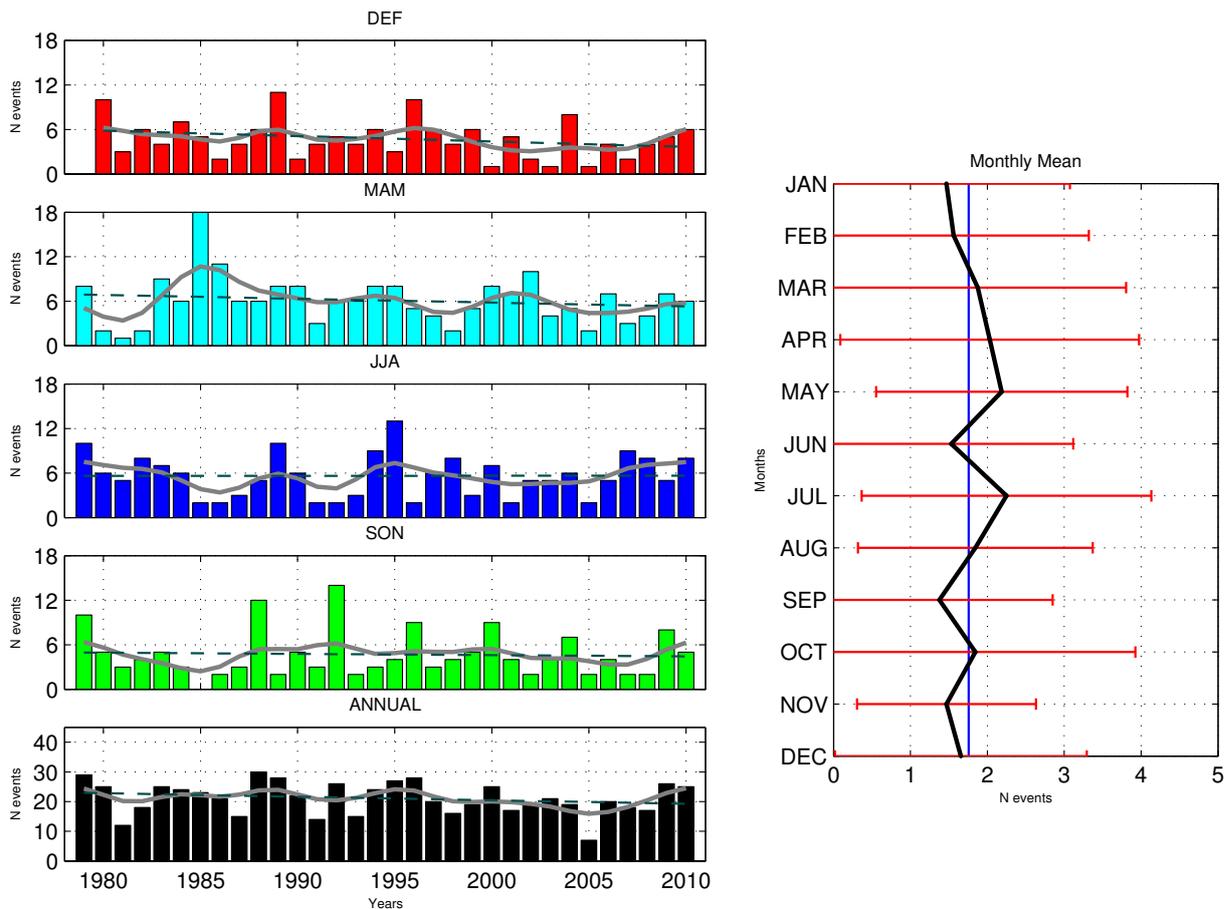
**Figura 81:** Igual que para figura anterior, pero para la componente meridional de velocidad.



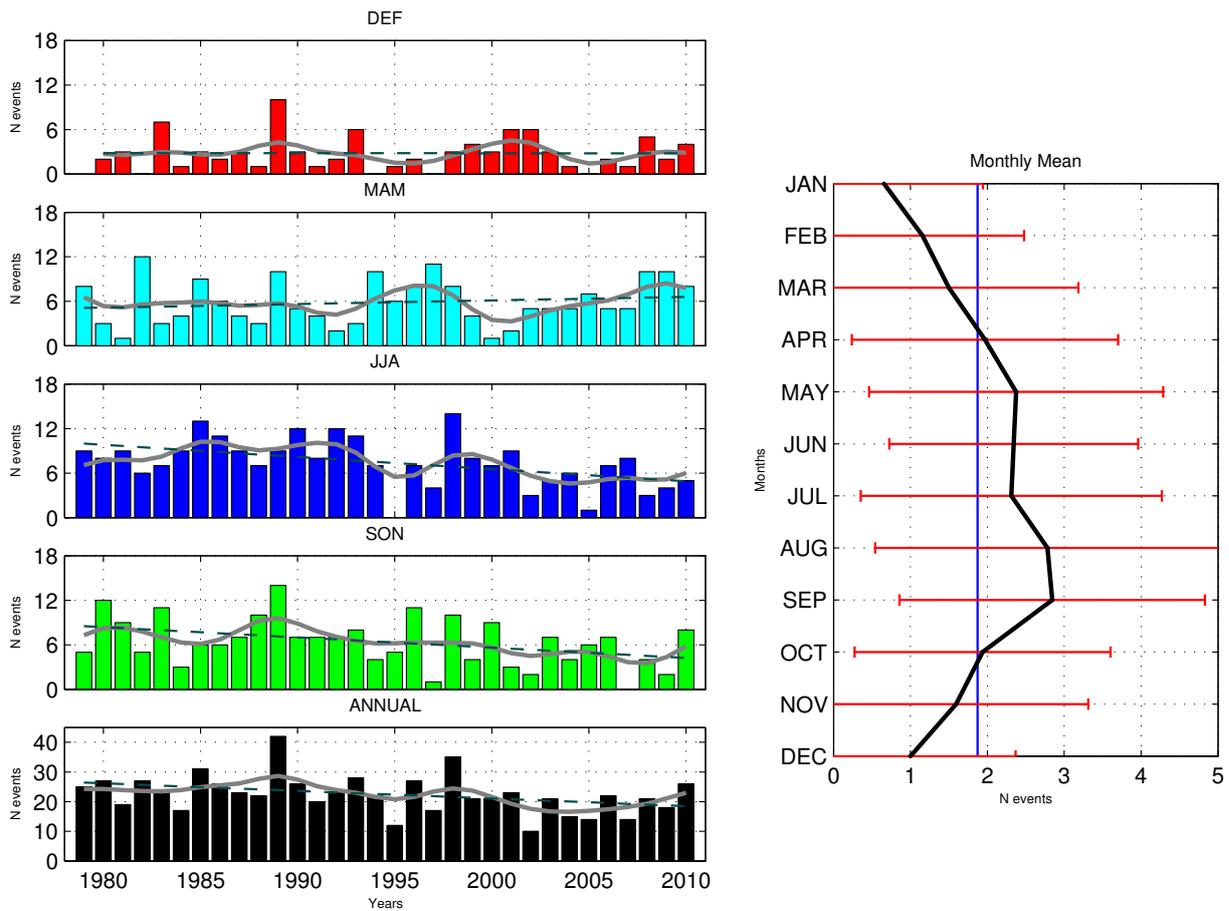
**Figura 82:** Compuesto para campo de anomalías de temperatura, correspondiente al ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Colores indican valores de anomalía de temperatura en  $^{\circ}C$ . Línea blanca corresponde a anomalía de 0  $^{\circ}C$ .



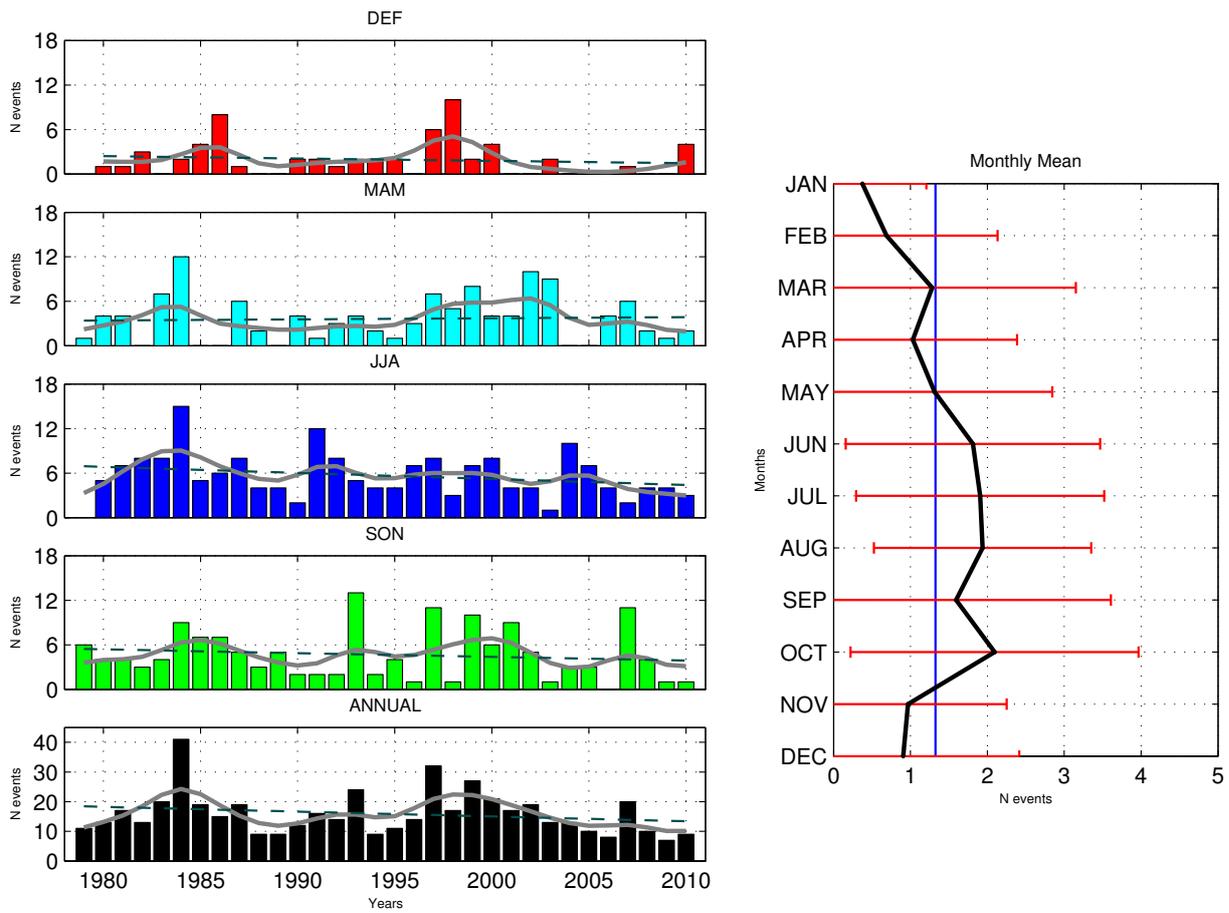
**Figura 83:** Compuesto para campo de anomalías de humedad relativa, correspondiente ciclón, o configuración de sistema frontal, de tipo 2. Colores indican valores de anomalía de humedad relativa en [%]. Línea blanca corresponde a anomalía de 0[%].



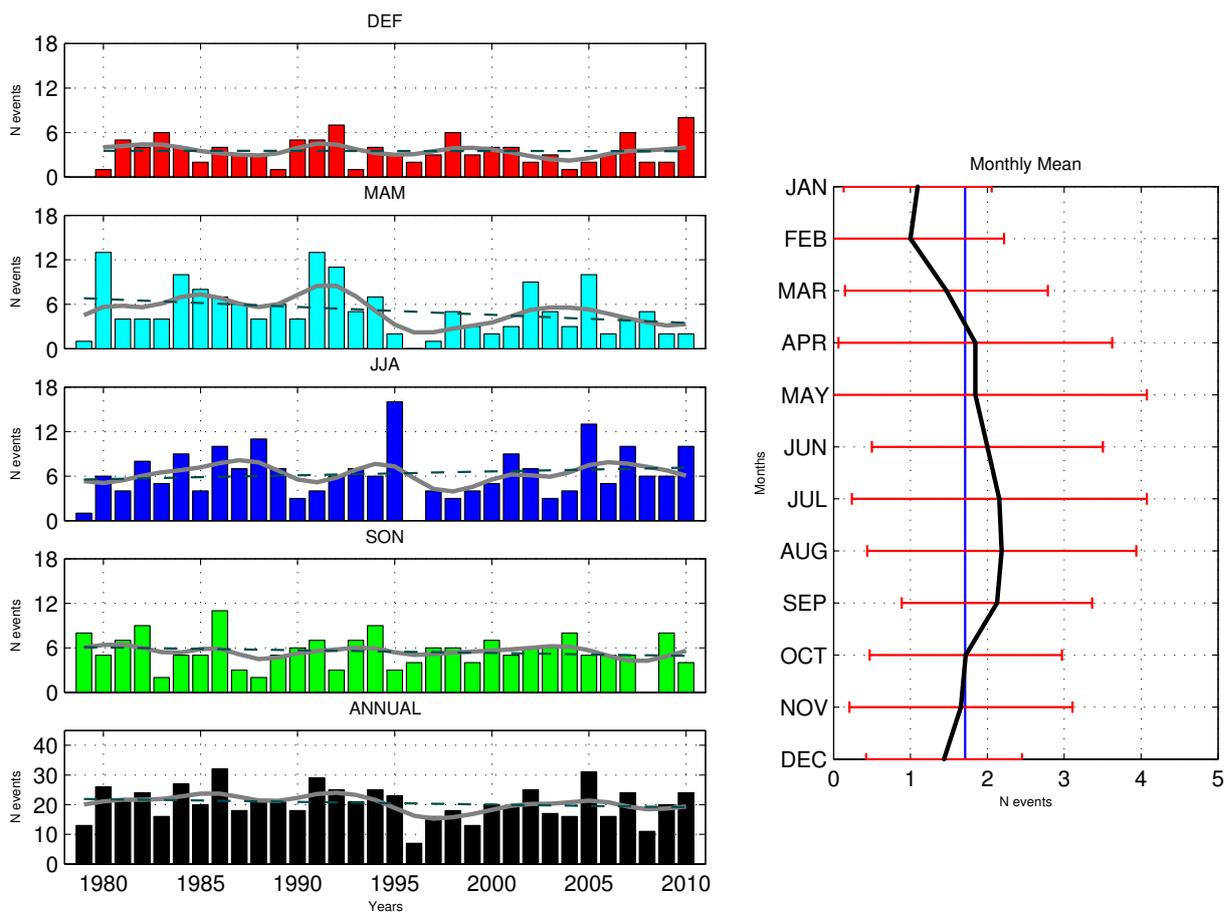
**Figura 84: Izquierda:** Número de eventos por año para el patrón del primer tipo de anticiclón débil con proyección sobre el continente. Los cuadros están ordenados de acuerdo a las estaciones del año: Verano, Otoño, Invierno, Primavera y Cuenta Total. Línea gris sobre cada cuadro representa filtro pasa bajo, con ventana de 5 años. Línea verde oscura corresponde a tendencia del filtro. **Derecha:** Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Línea negra es la media mensual, línea roja la desviación estandar asociada y línea azul la media climatológica anual.



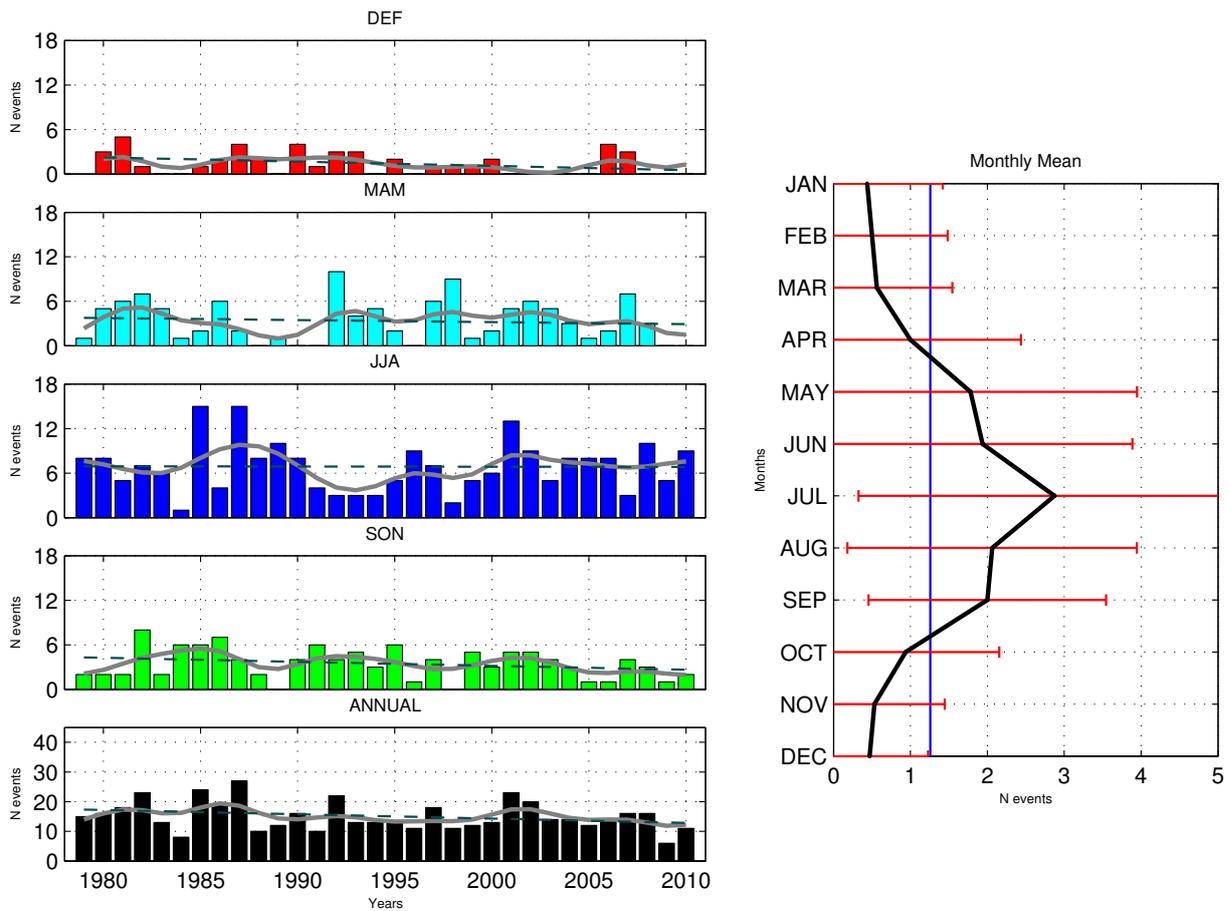
**Figura 85:** **Izquierda:** Número de eventos por año para el patrón del segundo tipo de anticiclón débil con proyección sobre el continente. **Derecha:** Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



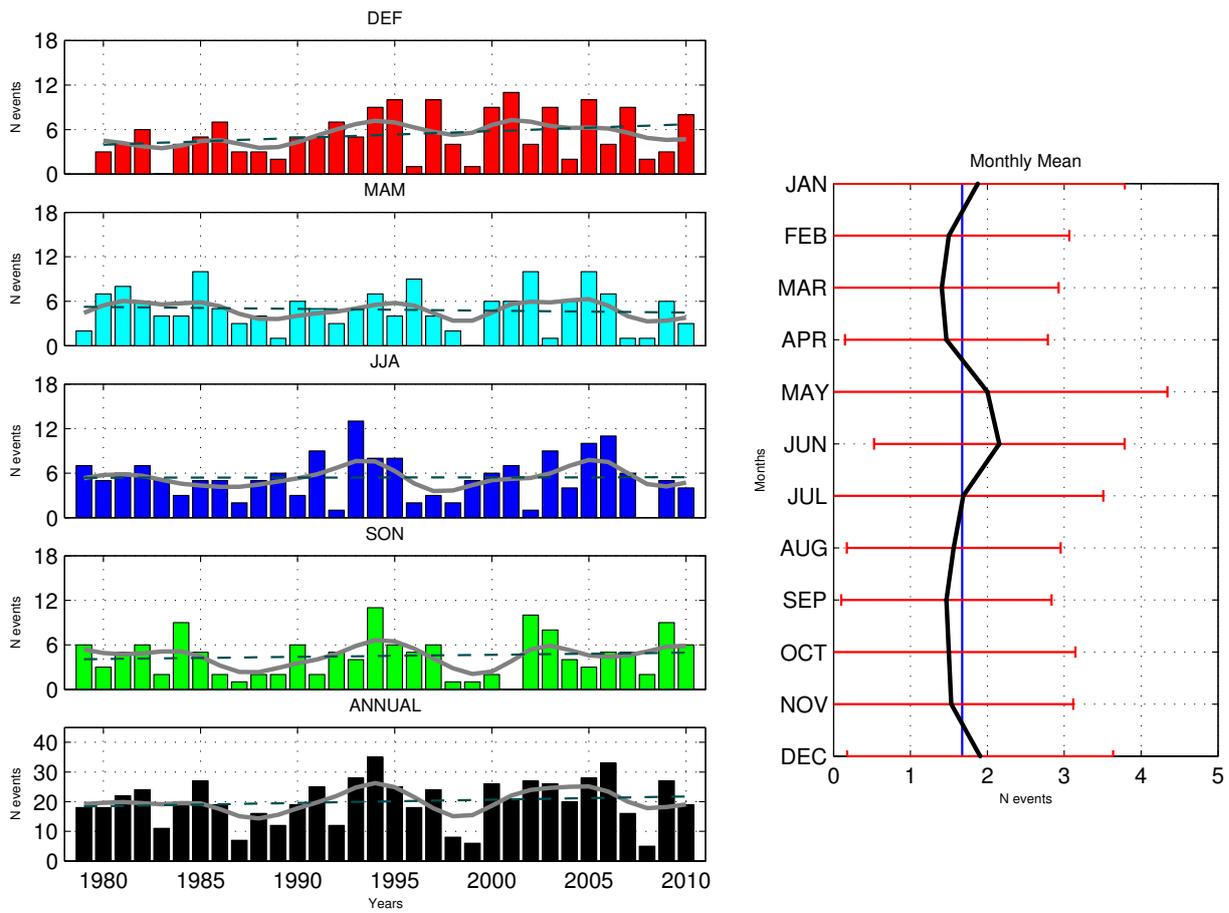
**Figura 86:** Izquierda: Número de eventos por año para el patrón del primer tipo de anticiclón fuerte con proyección sobre el continente. Derecha: Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



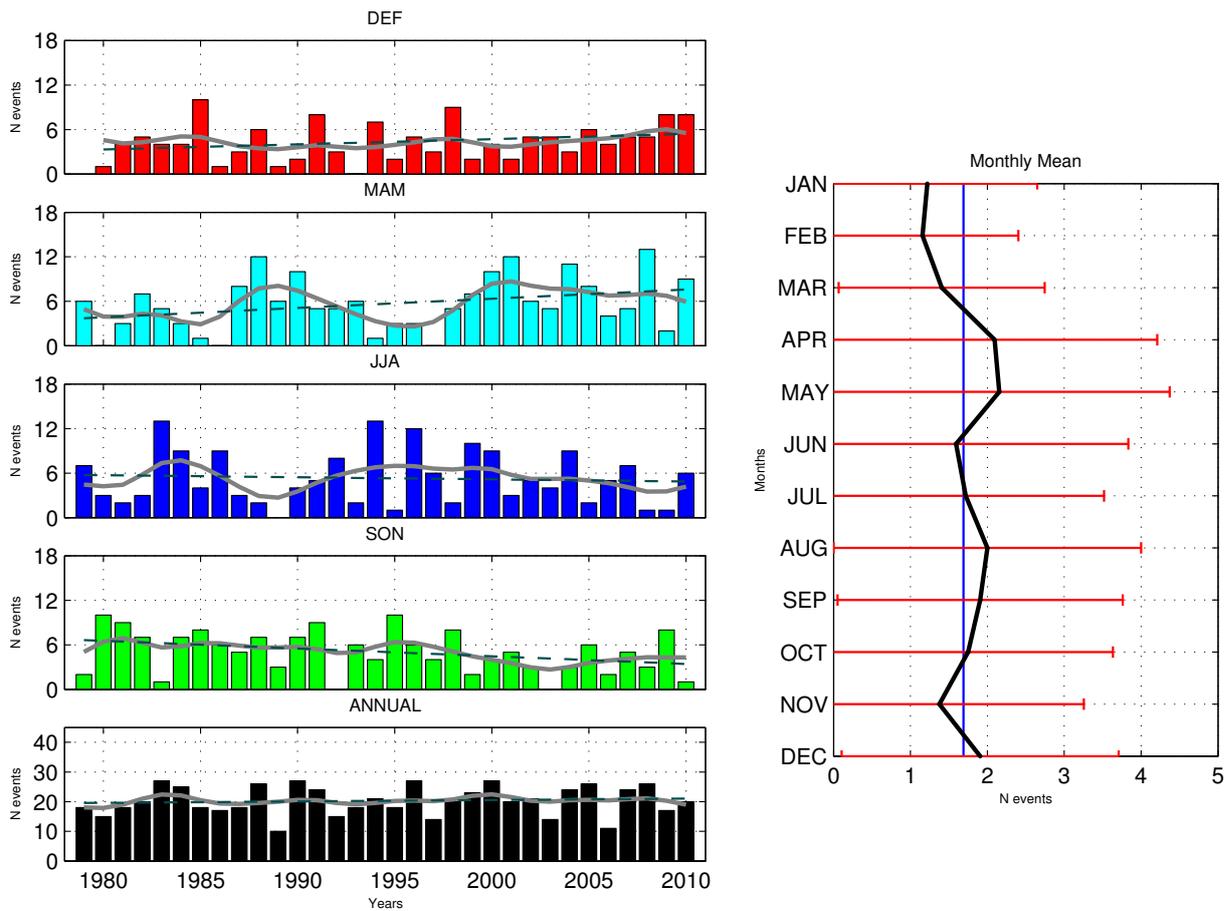
**Figura 87:** **Izquierda:** Número de eventos por año para el patrón del segundo tipo de anticiclón fuerte con proyección sobre el continente. **Derecha:** Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



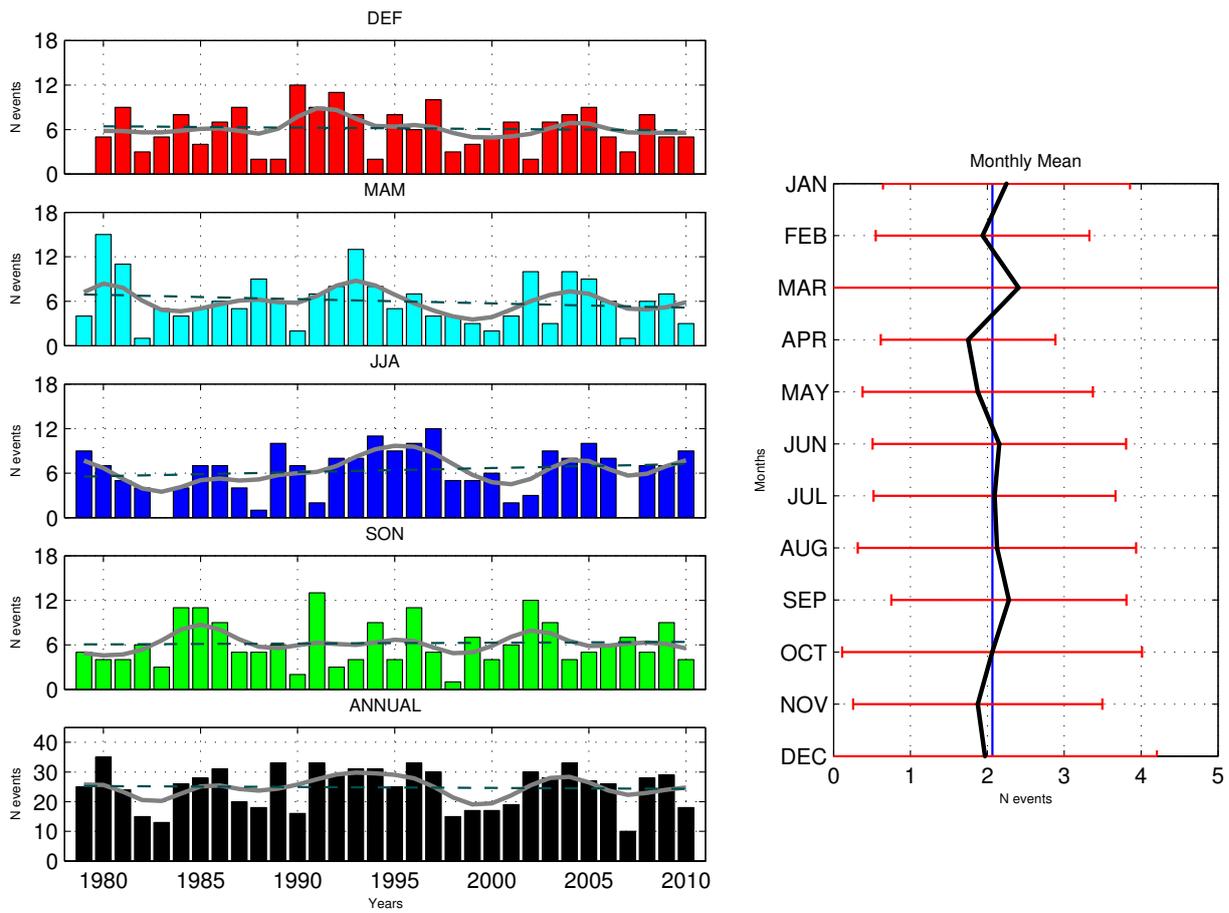
**Figura 88:** **Izquierda:** Número de eventos por año para el patrón del tercer tipo de anticiclón fuerte con proyección sobre el continente. **Derecha:** Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



**Figura 89:** Izquierda: Número de eventos por año para el patrón de anticiclón fuerte, con centro al sur de 36°S. Derecha: Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



**Figura 90:** Izquierda: Número de eventos por año para el patrón de ciclón, o sistema frontal, de tipo 1. Derecha: Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.



**Figura 91:** Izquierda: Número de eventos por año para el patrón de ciclón, o sistema frontal, de tipo 2. Derecha: Climatología mensual del número de eventos, para patrón dado. Descripciones son las mismas que para **Figura 84**.

# Bibliografía

- BELMADANI, A., V. ECHEVIN, F. CODRON, K. TAKAHASHI and C. JUNQUAS, 2013. *What drives future wind scenarios off the coast of Peru and Chile?*. Submitted to *Clymate Dynamics*.
- BRINKMANN, W.A., 1971. *What is a foehn?*. *Weather*, 26, 230-239.
- BURGER, F., 2012. *Estudio y caracterización sinóptica de eventos de ablación durante invierno en el volcán Villarrica*. Tesis de pregrado, Universidad de Concepción.
- CANNON, S., 2001. *Debris-flow generation from recently burned watersheds*. *Environ. Eng. Geosci.*, 7, 321-341.
- CHAWLA, A., D. SPINDLER and H. TOLMAN, 2013. *Validation of thirty year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds*. *Ocean Modelling*, Elsevier, 70, 189-206.
- CONIL, S. and A. HALL, 2006. *Local Regimes of Atmospheric Variability: A Case Study of Southern California*. *Journal of Climate*, 19, 4308-4325.
- GARREAUD, R. and R. MUÑOZ, 2005. *The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability*. *Monthly Weather Review*, 133, 2246-2261.
- GARREAUD, R., J. RUTLLANT and H. FUENZALIDA, 2002. *Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Mean Structure and Evolution*. *Monthly Weather Review*, 130, 75-88.
- HARTMANN, D.L., 1994. *Global Physical Climatology*. pp.136-170. R. Dmowska (editor), *International Geophysics Series*, vol. 56, Academic Press, Washington, USA. 412 pp.
- HOINKA, K.P., 1985. *What is a Foehn Clearance*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 66, 1123-1132.
- KELLY, R. y J. BLANCO, 1984. *Proceso de Surgencia en Punta Nugurne, Chile (Lat. 36°S), marzo 1983*. *Invest. Pesq.*, 31, 89-94.
- LINDBERG, C. and A.J. BROCCOLI, 1996. *Representation of topography in spectral climate models and its effect on simulated precipitation*. *Journal of Climate*, 9, 2641-2659.

- LUDWIG, F., J. HOREL and D. WHITEMAN, 2004. *Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valesys*. J. Appl. Meteor., 43, 407-430.
- MACQUEEN, J.B., 1967. *Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations, Proceedings of 5-th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*. Berkeley, University of California Press, 1, 281-297.
- MARKOWSKI, P.M. and Y. RICHARDSON, 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley- Blackwell, 407 pp.
- MARTIN, J.E., 2006. *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics*. pp.237-245. John Wiley & Sons, Ltd. Southern Gate, Chichester, England. 324 pp.
- MARTÍNEZ, A. y A. MONTECINOS, 2013. *Climatología de vientos de la zona centro-sur de Chile, con énfasis en los vientos del este, usando productos de alta resolución*. Tercer Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Santiago, Chile.
- MILLER, A., 1976. *The Climate of Chile*. pp.113-145 in: W. Schwerdtfeger (Editor), *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology, Vol. 12, Elsevier, Amsterdam. 532 pp.
- MONTECINOS, A., R. MUÑOZ, R. GARREAUD, A. ARRIAGADA, C. CONEJERO, J. MORALES, F. BURGER, E. SÁNCHEZ y A. VISCARRA, 2011. *Experimento de Surgencia Costera en el Golfo de Arauco (CUPEX-II)*. Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Coquimbo, Chile.
- MORAGA J., E. VALDEBENITO y J. RUTLLANT, 2001. *Condiciones oceanográficas durante la fase de relación de un evento de surgencia frente a Punta Lengua de Vaca, Coquimbo*. Invest. Mar., Valparaíso, 29(1), 59-71.
- MUÑOZ, R. and R. GARREAUD, 2005. *Dynamics of the Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America*. Monthly Weather Review, 133, 3661-3677.
- NORTH, G.R., T.L. BELL, R.F. CAHALAN and F.J. MOENG, 1982. *Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions*. Mon. Wea. Rev., 110, 699-706.
- PIZARRO, O., S. HORMAZABAL, A. GONZALEZ y E. YAÑEZ, 1994. *Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile*. Invest. Mar., Valparaíso, 22, 85-101.
- QUAILE, E.L., 2001. *Back to basics: Foehn and chinook winds*. Weather, 56, 141-145, doi:10.1002/j.1477-8696.2001.tb06551.x
- QUAN X., H. DIAZ and M. HOERLING, 2004. *Change of the Tropical Hadley Cell Since 1950*. NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA. 31 pp.

- RAHN, D. and R. GARREAUD, 2013. *A Synoptic Climatology of the Near-Surface Wind along the West Coast of South America*. International Journal of Climatology, DOI: 10.1002/joc.3724.
- RAPHAEL, M.N., 2003. *The Santa Ana winds of California*. Earth Interactions, 7, 1-13.
- RUTLLANT, J. and R. GARREAUD, 2004. *Episodes of Strong Flow down the Western Slope of the Subtropical Andes*. Mon. Wea. Rev., 132, 611-622.
- SAHA, S., S. MOORTHY, H. PAN, X. WU, J. WANG, S. NADIGA, P. TRIPP, R. KISTLER, J. WOOLLEN, D. BEHRINGER, H. LIU, D. STOKES, R. GRUMBINE, G. GAYNO, J. WANG, Y. HOU, H. CHUANG, H. JUANG, J. SELA, M. IREDELL, R. TREADON, D. KLEIST, P. VAN DELST, D. KEYSER, J. DERBER, M. EK, J. MENG, H. WEI, R. YANG, S. LORD, H. VAN DEN DOOL, A. KUMAR, W. WANG, C. LONG, M. CHELLIAH, Y. XUE, B. HUANG, J. SCHEMM, W. EBISUZAKI, R. LIN, P. XIE, M. CHEN, S. ZHOU, W. HIGGINS, C. ZOU, Q. LIU, Y. CHEN, Y. HAN, L. CUCURULL, R. REYNOLDS, G. RUTLEDGE and M. GOLDBERG, 2010. *The NCEP Climate Forecast System Reanalysis*. Bulletin of the American Meteorological Society, 91, 1015-1057.
- SOMMERS, W.T., 1978. *LFM forecast variables related to Santa Ana wind occurrences*. Mon. Wea. Rev., 106, 1307-1316.
- STOPA, J.E., K.F. CHEUNG, H.L. TOLMAN and A. CHAWLA, 2013. *Patterns and cycles in the Climate Forecast System Reanalysis wind and wave data*. Ocean Modelling, Elsevier, 70, 207-220.
- TALJAARD, J.J, H. VAN LOON, H.L CRUTCHER and R.L. JENNE, 1969. *Climate of the Upper Air: Southern Hemisphere*, Vol. 1, *Temperatures, Dew Points, and Heights at Selected Pressure Levels*, NAVAIR 50-IC-55, Chief Naval Operations, Washington, DC, 135 pp. [Available from Commander, Naval Weather Service Command, Washington Navy Yard, Bldg. 200, Washington, DC 20390]
- TRENBERTH, K.E, 1985. *Blocking in the South Hemisphere*. Mon. Wea. Rev., 113, 3-21.
- WESTERLING, A., D. CAYAN, T. BROWN, B. HALL and L. RIDDLE, 2004. *Climate, Santa Ana winds, and autumn wildfires in southern California*. Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 85, 289-300.
- WHITEMAN, C.D., 2000. *Mountain meteorology fundamentals and applications*. Oxford University Press, New York., 355 pp.
- WILKS D.S, 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. R. Dmowska (editor), International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier, San Diego, California, USA. vol. 91, 50-55, 627 pp.

WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary*. 2nd ed. Vol. 182. World Meteorological Organization, 784 pp.