



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

**ANÁLISIS DEL DESARROLLO A NIVEL LOCAL DE TRES
EVENTOS DE VIENTO PUELCHÉ DE VERANO EN EL
VALLE DEL RÍO LAJA.**

POR

PABLO ANDRÉS PAREDES JOFRÉ

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

Profesor Guía:

Dr. Aldo Manuel Montecinos Gula

Comisión Evaluadora:

Dr. Ricardo Muñoz Magnino - Dr. Juan Inzunza Bustos

Diciembre 2016
Concepción, Chile

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

**ANÁLISIS DEL DESARROLLO A NIVEL LOCAL DE TRES
EVENTOS DE VIENTO PUELCHE DE VERANO EN EL
VALLE DEL RÍO LAJA.**

PABLO ANDRÉS PAREDES JOFRÉ

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

Profesor guía:
Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión:
Dr. Ricardo Muñoz Magnino - Dr. Juan Inzunza Bustos



Diciembre 2016

Resumen

El viento *Puelche* es dinámicamente un viento tipo foehn que baja por la ladera occidental de Los Andes en la región centro-sur de Chile. Aunque la ocurrencia de los eventos de viento *Puelche* en los valles andinos se observa durante todo el año, el presente trabajo se enfocó en analizar el desarrollo a nivel local de tres eventos de verano, que afectaron la zona conocida como el valle del río Laja ($37^{\circ}20'S$) entre 2014 y 2015.

Con datos de siete estaciones meteorológicas instaladas en el valle del río Laja, una campaña de lanzamiento de radiosondas y simulaciones con el modelo atmosférico WRF, se logró caracterizar el efecto en superficie de los eventos de viento *Puelche* seleccionados. En la zona **alta** y **media** del valle se observó la intensificación del viento del **este** (valle abajo), que es acompañado por un rápido aumento en la temperatura del aire y una drástica caída en la razón de mezcla de vapor de agua. En la zona **baja** del valle, la intensificación del viento del **este** se produjo horas más tarde sólo en dos de los tres eventos seleccionados. El desfase en la intensificación del viento observado entre la zona **alta** y **baja** del valle fue satisfactoriamente reproducido por el modelo WRF. El análisis sobre la zona **baja** muestra que el flujo en altura debe alcanzar una intensidad tal, que someta a la capa subyacente a una situación inestable, donde el esfuerzo mecánico del cizalle vertical se sobrepone al efecto estabilizador de la estratificación. Luego, el debilitamiento de la estratificación facilita el flujo vertical de momentum hacia la superficie. La ocurrencia de estos eventos se vinculó con el paso de anticiclones migratorios que cruzaron la cordillera en torno a $50^{\circ}S$. El evento de menor intensidad y duración estuvo asociado a forzantes sinópticos débiles. No obstante, en los dos eventos más intensos la interacción del flujo con la geografía local pudo haber amplificado la intensidad del viento observado. El análisis de las simulaciones muestran el rompimiento de ondas de gravedad en altura, el desarrollo de un nivel crítico y la generación de un salto hidráulico interno sobre la zona **baja** del valle.

*A la ciencia. A esta inexorable curiosidad
humana que nos lleva a perseguir las
respuestas en un mundo intrigante...
...y al placer que hay en ello.*

Agradecimientos

A Ximena Jofré. A Claudio Paredes. Las primeras palabras de esta página son para ustedes. Mis padres. A Felipe Paredes, mi hermano. Su apoyo incondicional durante el continuo desarrollo de mi vida ha sido el pilar que me conduce hoy a la culminación de esta importante etapa de formación y crecimiento. Mi gratitud hacia ustedes es incommensurable.

A mis abuelos, Betty Muñoz y Arturo Jofré. Angélica Vásquez y Sergio Paredes. Por sus consejos y su preocupación. A la Jackie, por esperarme irrenunciablemente a las horas de almuerzo.

A Josefina Contreras. Por su apoyo, su paciencia, su compañía durante estos largos años al final del proceso. A su indescriptible habilidad para manejarme emocionalmente, darme tranquilidad y esperarme.

Sofía, Pepe. Esperaría ser capaz de mostrarles cuan profundamente agradecido estoy de su compañía. Su entrega ha sido invaluable. Gracias es decir poco, pero ustedes me entienden, sólo tengo palabras... Los humanos somos así.

A mi profesor guía, Aldo Montecinos Gula. Por creer en mí, por su confianza, por el conocimiento entregado y su tiempo. Por las oportunidades que me ha brindado en el camino para el pleno desarrollo de mi futuro académico y profesional.

A Yazmina R., Stephanie O., Rocío O., Natalia A., Aldo V., Aldo M., Freddy E., Camilo M., David A., Daniel V, Felipe V. y Gregorio. Por su trabajo durante la campaña de lanzamiento de radiosondas en enero de 2015 en el valle del río Laja. Los datos recopilados durante la campaña fueron una pieza fundamental en el presente estudio.

A las personas que componen el Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción: profesores, compañeros, funcionarios. Me sentí en casa desde el primer minuto que opté por esta carrera.

A la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT)-Chile a través de los fondos Fondecyt 1131092 por financiar este estudio.

Índice general

1. Introducción	1
2. Antecedentes bibliográficos	3
2.1. Circulación en torno a la Cordillera de los Andes	3
2.2. El paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias.	3
2.3. Caso de Estudio: Eventos de fuerte viento ladera abajo en el lado oeste de la Cordillera de los Andes.	6
2.3.1. Modelo Conceptual y Discusión	9
2.4. Ondas Internas de Gravedad de Baja Amplitud	11
2.4.1. Flujo 2-dimensional sobre montaña con forma sinusoidal	12
2.4.2. Flujo 2-dimensional sobre montaña solitaria	14
3. Investigación Propuesta y Objetivos	17
3.1. Objetivos	18
3.2. Hipótesis	18
4. Contextualización	19
4.1. Área de Estudio	19
4.2. Datos Utilizados	20
4.2.1. Estaciones Meteorológicas	20
4.2.2. Campaña Lanzamiento de Radiosondas Enero 2015	21
4.2.3. Datos Grillados	21
4.3. Modelo Atmosférico	21
5. Condiciones Meteorológicas Observadas	23
5.1. Análisis Sinóptico	23
5.2. Análisis en superficie	25
5.2.1. Zona Alta	25
5.2.2. Zona Media	26
5.2.3. Zona Baja	28
5.2.4. Zona Fuera	29
5.3. Análisis perfil vertical	30

6. Simulación: Resultados y Validación	33
6.1. Configuración	33
6.2. Validación en Superficie	36
6.2.1. Resultados	37
6.3. Perfiles verticales	39
7. Simulación: Análisis y Discusión.	43
7.1. Forzantes de escala sinóptica.	43
7.2. Características del <i>Puelche</i> asociadas a una Dinámica de Mesoescala.	47
7.2.1. Factores no lineales	48
7.3. Sobre la Erosión de la Capa Estable Superficial	53
7.3.1. Inestabilidades y Generación de Turbulencia en la Atmósfera.	53
7.3.2. El Número de Richardson Crítico.	54
7.3.3. Interacción del flujo con la Capa Estable Superficial.	55
8. Conclusiones	59
Referencias	61
A. Cuadro Sinóptico: Anomalías	65
B. Simulación evento 13/Feb/2014	67
C. Simulación evento 29/Ene/2015	71

Índice de figuras

2.1. Esquema de la circulación de bajo nivel (1.5 km sobre la superficie aprox.) alrededor de la Cordillera de Los Andes	4
2.2. Corte meridional del promedio estacional del viento entre 80–60°W, para DEF y JJA . .	4
2.3. Compuesto de anomalía de altura geopotencial de 925 <i>hPa</i> y anomalías de viento en el día de mínimo de presión en Lengua de Vaca.	5
2.4. Compuesto presión superficial a nivel del mar y viento a 1000 <i>hPa</i> en días (a) -2, (b) -1, (c) 0 y (d) +1.5 respecto a mínimo de presión del evento	6
2.5. Distribución de frecuencia de rapidez del viento a lo largo del valle durante las primeras horas de la mañana (0600-0800 HL) en La Obra y El Manzano durante invierno austral. .	7
2.6. Compuesto de Temperatura del Aire en El Manzano, La Platina, Lo Prado. Viento a lo largo del valle y el promedio estacional. Viento zonal en Lo Prado y el promedio estacional. Y presión superficial en El Paico	8
2.7. Representación esquemática del perfil de presión superficial a lo largo de la costa oeste de Sudamérica durante el paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias	10
2.8. Esquema de flujo 2-dimensional, estacionario, no viscoso sobre secuencia sinusoidal de montañas para (a) $l^2 < k^2$, donde $k = 2\pi/a$ es el número de onda del terreno, y (b) $l^2 > k^2$. .	14
2.9. Esquema de flujo 2-dimensional, estacionario, no viscoso sobre montaña solitaria para casos extremos (a) $l^2 \ll k^2$ y (b) $l^2 \gg k^2$ donde a es el ancho medio de la montaña.	15
3.1. Promedio diario de la componente zonal del viento en el valle del Río Laja, 2014-2015 y selección de eventos	17
4.1. Zona de Estudio: mapa centrado en el Valle del Río Laja	19
5.1. Altura geopotencial, viento y temperatura de 950 <i>hPa</i> para días de viento <i>Puelche</i> estudiados en el valle del río Laja	24
5.2. Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona alta del valle del río Laja (estación (02) <i>Conaf</i>) para los eventos de viento <i>Puelche</i> estudiados.	26
5.3. Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona media del valle del río Laja (estación (03) <i>Endesa</i>) para los eventos de viento <i>Puelche</i> estudiados.	27
5.4. Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona baja del valle del río Laja (estación (05) <i>Carmen</i>) para los eventos de viento <i>Puelche</i> estudiados.	28
5.5. Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona fuera el valle del río Laja (estación (07) <i>Charrúa</i>) para los eventos de viento <i>Puelche</i> estudiados.	29

5.6. Perfiles verticales de temperatura potencial sobre estaciones (05) Carmen (izquierda) y (01) Volcán (derecha) para los días 28 de enero de 2015 (día -1, curva azul) y 29 de enero de 2015 (día 0, curva roja), a las 03:00 (UTC-3).	30
6.1. Esquema de la configuración de dominios anidados para simulación con el modelo WRF .	34
6.2. Validación componente zonal de viento en superficie. Comparación salida del modelo WRF versus estaciones meteorológicas para los tres eventos de viento Puelche	35
6.3. RMSE de componente zonal y rapidez del viento para simulaciones con WRF de eventos de viento Puelche	38
6.4. Evolución temporal del perfil vertical de viento zonal observado y simulado sobre estación (01) Volcán para el evento del 29 de Enero de 2015.	40
6.5. Perfiles de temperatura potencial observado y simulado el 29 de Enero de 2015 a las 00:00, 03:00 y 06:00 UTC sobre estación (01) Volcán	40
6.6. Evolución temporal del perfil vertical de viento zonal observado y simulado sobre estación (05) Carmen para el evento del 29 de Enero de 2015.	41
6.7. Perfiles de temperatura potencial observado y simulado el 29 de Enero de 2015 a las 00:00, 03:00 y 06:00 UTC sobre estación (05) Carmen	41
7.1. Esquema con cuadros seleccionados para el cálculo de gradientes zonal (rojo) y meridional (azul) de altura geopotencial de los 850 hPa, durante los eventos de viento Puelche desde el dominio 'D01'.	44
7.2. Series de tiempo de gradientes zonal (línea roja) y meridional (línea azul) de altura geopotencial de 850 hPa durante los eventos de viento Puelche: 13 de febrero de 2014 (arriba), 29 de enero de 2015 (medio) y 25 de febrero de 2015 (abajo).	45
7.3. Zoom en el valle del río Laja desde el dominio 'D03'. La topografía se grafica con contornos cada 200 metros y la ubicación de las estaciones meteorológicas en el modelo con cuadros blancos.	47
7.4. Viento a 10 metros simulado en el dominio 'D03' para evento del 25 de febrero de 2015, 13:00 (UTC-3).	48
7.5. Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3)	50
7.6. Frecuencia de Brunt-Vaisala ($N \times 10^2$) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3)	50
7.7. Energía cinética turbulenta (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3)	51
7.8. Número de Richardson Bulk (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3)	51
7.9. Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección bb' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 01:30 (UTC-3)	55
7.10. Número de Richardson Bulk y componente zonal del viento (contornos) en la sección bb' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 01:30 (UTC-3)	55
7.11. Diagrama hovmoller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento (arriba), Energía Cinética Turbulenta (medio) y N.de Richardson bulk (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 24-25 de febrero 2015 (UTC-3)	56

7.12. Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 03.	57
A.1. Anomalías de altura geopotencial de 950 hPa (colores) y altura geopotencial de 500 hPa (contornos) frente a Sudamérica durante los días 13 de febrero de 2014, 29 de enero de 2015 y 25 de febrero de 2015 a las 00:00UTC, respectivamente.	65
B.1. Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 13 de febrero de 2014, 07:00 (UTC-3)	67
B.2. Número de Richardson Bulk (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 13 de febrero de 2014, 07:00 (UTC-3)	67
B.3. Diagrama hovmoller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento (arriba), Energía Cinética Turbulenta (medio) y N.de Richardson bulk (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 12-13 de febrero 2014 (UTC-3)	68
B.4. Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 01.	69
C.1. Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 29 de enero de 2014, 00:30 (UTC-3)	71
C.2. Número de Richardson Bulk (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 29 de enero de 2014, 00:30 (UTC-3)	71
C.3. Diagrama hovmoller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento (arriba), Energía Cinética Turbulenta (medio) y N.de Richardson bulk (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 28-29 de enero 2015 (UTC-3)	72
C.4. Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 01.	73

Índice de cuadros

4.1. Estaciones Meteorológicas instaladas en terreno	20
6.1. Parametrización de la física escogida para simulación con el modelo WRF	33
6.2. Duración observada y simulada de eventos 01 y 03 de viento <i>Puelche</i> en superficie. Hora del inicio y final de intensificación de viento zonal	37

Capítulo 1

Introducción

Chile es un país ubicado en la costa **oeste** de Sudamérica, entre 18° y $55^\circ S$. Ocupa la delgada banda de tierra entre el océano Pacífico y la cordillera de los Andes, que representa una formidable barrera topográfica para el flujo de bajo nivel. La climatología regional está fuertemente ligada a la presencia permanente del anticiclón del Pacífico **sur-oriental** en la zona subtropical y el paso constante de ciclones y anticiclones migratorios al **sur** de $\sim 40^\circ S$ (Garreaud, Vuille, Compagnucci, y Marengo, 2009).

La elevación de la cordillera de los Andes cambia drásticamente al **sur** de $\sim 35^\circ S$. En particular, el valle del río Laja se extiende hacia el **oeste** en torno a los $37^\circ 20' S$. En la parte alta, el valle apenas supera los 1500 m y las cumbres aledañas alcanzan $\sim 3000\text{ m}$ de altitud. La salida del valle se abre hacia la depresión intermedia luego de 60 km , lugar donde la elevación es cercana a 300 m SNM.

En terrenos con topografía compleja se desarrollan sistemas de circulación locales diurnos de diferentes escalas espaciales (Whiteman, 2000). Cerca de la superficie las variables atmosféricas presentan, normalmente, ciclos diarios bien definidos debido a flujos de calor entre el suelo y el aire. A los forzantes locales, responsables de la dinámica diaria dentro de un valle, se suman forzantes de escala sinóptica que pueden reforzar, inhibir o modificar ciertas características meteorológicas durante un periodo de tiempo que normalmente supera la variabilidad diaria. Dentro de la inmensa categoría de fenómenos asociados a forzantes de escala sinóptica, se encuentran los eventos de fuertes vientos ladera abajo que han sido ampliamente estudiados en diferentes regiones montañosas alrededor del mundo. Los nombres que popularmente se le han dado a dichos eventos varían según la región. Viento *foehn*, en los Alpes Europeos; *Santa Ana* o *chinook*, en la costa **oeste** de Estados Unidos (ver Whiteman, 2000, p. 86); viento *Zonda*, en la región del Cuyo, Argentina (Norte, 1988); etc. La configuración sinóptica usual se caracteriza por la presencia de condiciones que fuerzan al flujo a cruzar la barrera montañosa.

En Chile, de **norte** a **sur**, los nombres locales que se le dan a eventos de vientos ladera abajo en los valles andinos son: *Terral*, *Raco*, *Puelche*, respectivamente. El efecto del *Puelche* en la meteorología regional tiene un profundo impacto en la población que habita a los pies de la cordillera y al interior de los valles. Normalmente son vientos que traen aires cálidos y de muy bajo contenido de vapor de agua.

El foco de este estudio se centró en caracterizar y comprender las condiciones atmosféricas locales asociadas a tres eventos de viento *Puelche* que se registraron en el valle del río Laja durante febrero de 2014, enero y febrero de 2015, respectivamente. En particular, estos eventos cuentan con una buena cobertura espacial y temporal de registro de datos observados por estaciones meteorológicas instaladas en el valle desde enero de 2014 y una campaña de lanzamiento de radiosondas cuyos detalles se describen

en el Capítulo 4. El análisis de las condiciones observadas durante los eventos se muestra en el Capítulo 5 del presente trabajo.

Junto con lo anterior, se simularon las condiciones de mesoescala con el modelo atmosférico WRF para cada uno de los eventos seleccionados. Se evaluó la capacidad del modelo WRF para simular eventos de viento *Puelche* en una región con topografía compleja como lo es el valle del río Laja, los resultados se analizan en el Capítulo 6. Luego, el modelo permite resolver la estructura tridimensional de las condiciones atmosféricas dentro del valle durante el periodo de gestación y desarrollo de cada uno de los eventos: aspectos que son analizados y discutidos en el Capítulo 7.

Los objetivos e hipótesis de este trabajo son presentados en el Capítulo 3. Las conclusiones se resumen en el Capítulo 8.

Capítulo 2

Antecedentes bibliográficos

2.1. Circulación en torno a la Cordillera de los Andes

La cordillera de los Andes es la cadena montañosa más importante del hemisferio **sur** (HS). De **norte** a **sur** avanza continuamente cercana a la costa **oeste** de Sudamérica desde Colombia ($\sim 10^\circ N$) hasta el extremo sur del continente ($\sim 53^\circ S$). Ocupa una banda relativamente delgada ($\sim 200\text{ km}$) respecto de su extensión meridional. La altitud media es por sobre los 4000 m *sobre el nivel del mar* (SNM) en la zona tropical y subtropical. Sin embargo al sur de $35^\circ S$ la elevación de la cordillera disminuye drásticamente con una media alrededor de 2000 m SNM con algunas cumbres que apenas superan los 3000 m SNM.

En virtud de sus características, la cordillera de los Andes representa un formidable obstáculo a la circulación de bajo nivel (bajo los $\sim 1,5\text{ km}$) que se muestra esquemáticamente en la Figura 2.1. La importancia del flujo en la tropósfera baja radica en que es donde mayoritariamente se transporta el vapor de agua hecho que controla el patrón de precipitaciones conocido sobre Sudamérica. Al sur de los $35^\circ S$ la presión en superficie decae progresivamente hacia el sur provocando que los vientos soplen desde el **oeste** prácticamente todo el año. La mayor intensidad de los vientos del **oeste** se registra en la banda de latitudes entre $45 - 55^\circ S$ conocida como el *storm track* (Trenberth, 1991), zona de alta varianza lo que permite el transporte de calor mediante flujos turbulentos (*eddys*) hacia latitudes altas (ver Hartmann, 1994, p. 148). La naturaleza del *storm track* está ligada al jet con núcleo cercano a los 200 hPa (ver Figura 2.2) primeramente por la baroclinicidad asociada en respuesta al gradiente meridional de temperatura del HS (Trenberth, 1991). El *storm track* deriva levemente hacia el norte y hacia el sur estacionalmente siguiendo al jet (Garreaud et al., 2009). Esta zona está poblada constantemente por ciclones migratorios que son responsables de dejar precipitaciones incluso hasta los $30^\circ S$ durante el invierno austral (jun-jul-ago), patrón que se retira hacia el sur de los $40^\circ S$ durante el verano (Garreaud, 2009; Garreaud et al., 2009).

2.2. El paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias.

El paso de anticiclones migratorios corresponde a un rasgo habitual de la variabilidad sinóptica en zonas extratropicales. Comúnmente viene precedido y sucedido por centros de bajas presiones en superficie conforme a la idea de una onda baroclínica de latitudes medias con periodo típico de ~ 1 semana. No obstante, lejos de lo que uno puede esperar de una onda, normalmente el patrón sinóptico de vientos/temperatura/presión es altamente asimétrico en forma y cambia constantemente en la medida que el

Figura 2.1: Esquema de la circulación de bajo nivel (1.5 km sobre la superficie aprox.) alrededor de la Cordillera de Los Andes. Se muestra además la zona cubierta por Sc de bajo nivel y el *storm track* de latitudes medias. (Figura tomada desde Garreaud, 2009)

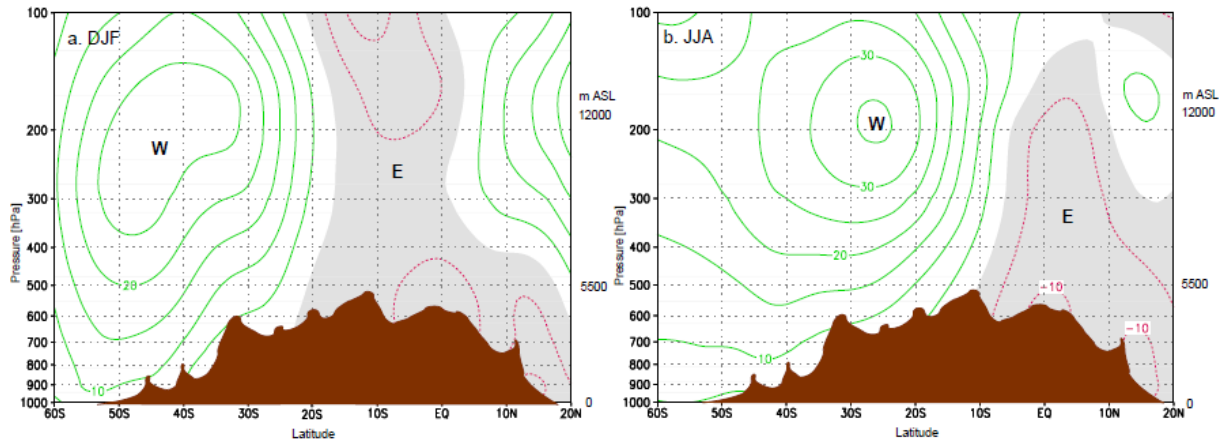
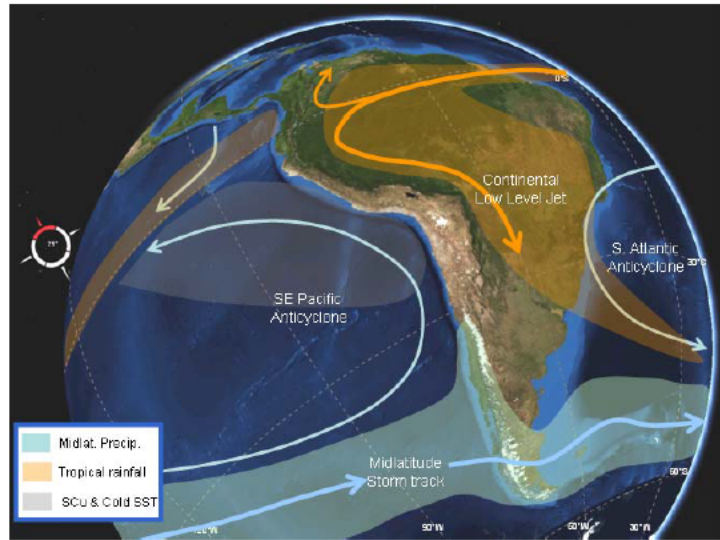


Figura 2.2: Corte meridional del promedio estacional del viento entre 80–60°W, para DJF (izquierda) y JJA (derecha). Contornos positivos (Viento oeste) se muestran con color verde cada 10m/s. Contornos negativos se muestran con rojo cada 5m/s. El área con viento Este se muestra sombreado. En café se sombrea la altitud media de la cordillera de los Andes. Datos de reanálisis NCEP-NCAR. (Figura tomada desde Garreaud, 2009)

sistema avanza (para una revisión detallada de la dinámica, ver Holton, 2004, cap. 6). Rara vez se presentan como centros cerrados de presión. Sin embargo, en términos de anomalías, claramente se distingue un levantamiento de las isóbaras con un máximo entre 40 – 50°S desplazándose hacia el este. La Figura 2.3 muestra el campo de anomalías de altura geopotencial de la isóbara 925 hPa el día que la dorsal en altura alcanza la línea de la costa oeste de Sudamérica para eventos durante el invierno austral entre los años 1991-93-94 (Garreaud, Rutllant, y Fuenzalida, 2002). Para la estación de verano austral se puede esperar que el paso de anticiclones migratorios derive hacia el sur conforme al movimiento estacional del *storm track* (Trenberth, 1991; Garreaud, 2009).

El paso de un anticiclón migratorio se presenta normalmente en la forma de una *dorsal* en el campo de altura geopotencial a 500 hPa y viéndose en superficie como una extensión del anticiclón subtropical del Pacífico Sur (ver Figura 2.4a). En la medida que la *dorsal* se acerca a la costa oeste de Sudamérica, se observa un aumento progresivo de la presión superficial en estaciones meteorológicas costeras y en el valle

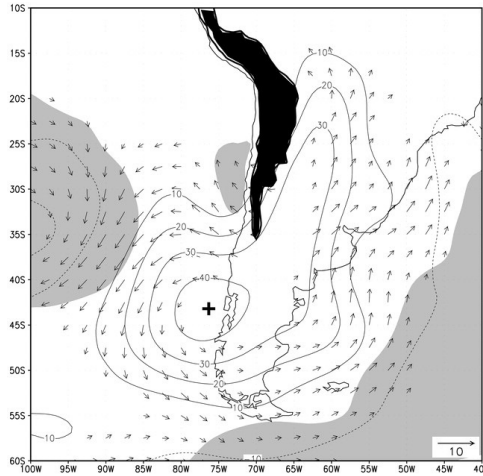


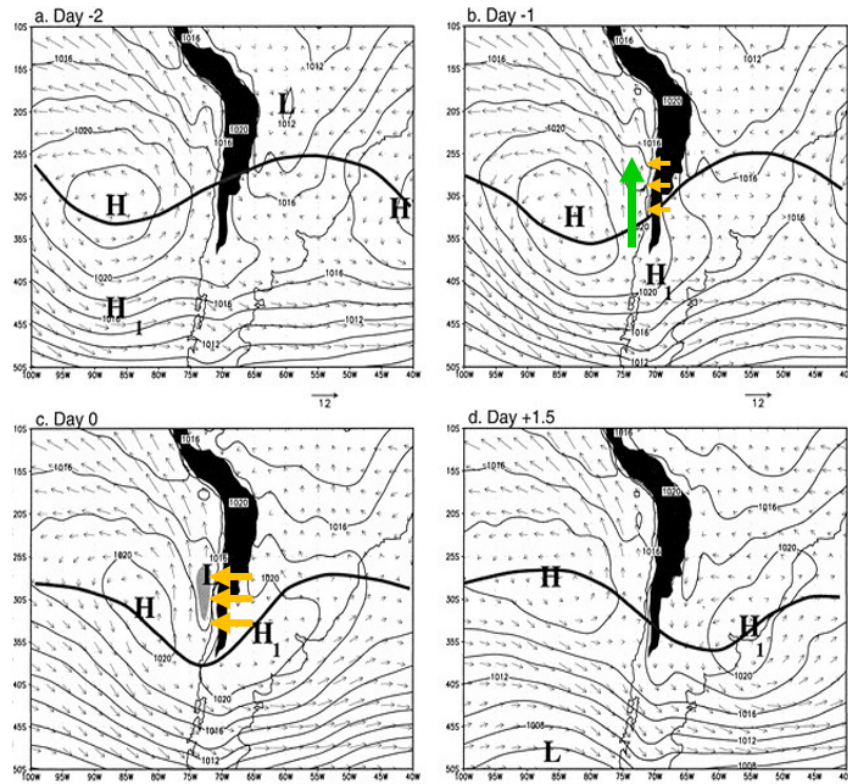
Figura 2.3: Compuesto de anomalía de altura geopotencial de 925 hPa y anomalías de viento en el día de mínimo de presión en Lengua de Vaca. Sombreado (gris) se muestran zonas donde la presión superficial presenta caídas superiores a 1.5 hPa . Sombreado (negro) se muestra la topografía con altura por sobre 2000 m . (Figura tomada Garreaud et al., 2002).

central (Garreaud et al., 2002). Junto con esto, el viento **sur** en la forma de un jet costero de bajo nivel con núcleo a 150 km mar adentro se ve intensificado (Garreaud y Muñoz, 2005), así también comienzan a aparecer vientos con componente del **este** en toda la sección entre la ladera **oeste** de los Andes hasta la zona costera (ver Figura 2.4b). Se ha observado, no obstante, que anomalías significativas de viento del **este** se registran ~ 18 horas antes en estaciones meteorológicas costeras respecto a aquellas ubicadas en la salida de los valles en la precordillera (Rutllant y Garreaud, 2004).

La condición sinóptica de *pre-dorsal* en altura esta asociada a días con cielos despejados debido al refuerzo en la estabilidad de la columna atmosférica gracias a la subsidencia de gran escala (ver Holton, 2004, p. 167). En el sector costero, entre 25 y 35°S , se produce una caída de la presión superficial de hasta 5 hPa dentro de una ventana de 24-hrs: fenómeno conocido localmente como *vaguada costera*, ver Figura 2.4c. La caída en la presión superficial se registra incluso a 900 km fuera de la costa (isla San Félix [$27,2\text{S}$, 80W]) pero con mucha menor intensidad (Garreaud et al., 2002). Aún cuando en superficie (cerca de la costa) no se observan grandes cambios en la temperatura del aire y la humedad relativa, resultados de simulaciones numéricas muestran un aumento generalizado de la temperatura de la columna con un calentamiento de hasta $\sim 6^\circ \text{C}$ entre 900 y 800 hPa (Garreaud et al., 2002), altura donde se localiza normalmente la capa de inversión térmica. La capa de aire marino frío y húmedo es reemplazada por aire calentado adiabáticamente tras el descenso desde niveles superiores y transportado hacia la costa por el viento del **este** (Garreaud y Rutllant, 2003): la caída de la presión superficial corresponde entonces a la respuesta hidroestática de la columna de aire. La capa de estrato-cúmulos de bajo nivel que climatológicamente cubre la zona, se ve notoriamente disminuída en todo el sector afectado por la caída de presión.

El cese del evento de *vaguada costera* viene asociado con una rápida recuperación de la capa de estrato-cúmulos de bajo nivel y por ende una drástica disminución de la radiación solar incidente a la superficie. Aire marino es advectado con fuerza hacia el sector costero, llegando incluso a la superficie del valle central (depresión intermedia). La anomalía de presión en el sector costero se propaga hacia el **sur** donde se debilita el mecanismo, en parte, porque la condición sinóptica que fuerza el fenómeno (una *dorsal* en altura avanzando hacia el **este**) ha progresado más allá de la cordillera y por ende el gradiente meridional de presión a lo largo de la costa vuelve a sus valores normales (ver Figura 2.4d). Además, la altura de la cordillera de los Andes al sur de 35°S es considerablemente más baja, luego el calentamiento adiabático de las masas de aire tras el descenso por la ladera **oeste** es menor (Garreaud et al., 2002).

Figura 2.4: Compuesto presión superficial a nivel del mar y viento a 1000 hPa en días (a) -2, (b) -1, (c) 0 y (d) +1.5 respecto a mínimo de presión del evento. La línea negra es la altura geopotencial de 5680 m de los 500 hPa . En negro, altura de topografía por sobre 2000m. H, H1, L son centros de altas y baja presión. H1 representa el centro migratorio de alta presión. Con flecha verde se representa la intensificación del jet costero de bajo nivel, con flechas amarillas se representa el viento del Este forzado geostroficamente en respuesta al gradiente de presión superficial. (Figura tomada y adaptada desde Garreaud, Rutllant, y Fuenzalida, 2002).



El fenómeno de la *vaguada costera* es de suma importancia tenerlo en cuenta en vista que altera el rasgo normal de los gradientes zonales y meridionales de presión más allá de lo perturbado que están debido al paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias. Más adelante, en la sección 2.3.1, se muestra el modelo conceptual planteado en Garreaud et al. (2002), donde se discuten las fuerzas de los mecanismos que controlan la presión superficial. Se puede estimar mediante análisis de escala de las variables meteorológicas, observadas que el alza en la presión superficial debido al acercamiento de una *dorsal* en altura es comparable (mismo orden de magnitud) a la caída de presión provocada por la retirada de la capa marina en favor de un aire calentado adiabáticamente. En este sentido, se producen mecanismos que refuerzan (y otros que debilitan) la condición sinóptica justamente en la zona de los valles de Chile central, entre 33 y 40°S. Es de esperar que la intensidad de los vientos que bajan por la ladera *oeste* de los Andes (y por ende la duración de los eventos de viento *Raco/Puelche*), dependan de la posición que ocupe el mínimo de presión en el sector costero y cómo este evolucione en el tiempo.

2.3. Caso de Estudio: Eventos de fuerte viento ladera abajo en el lado oeste de la Cordillera de los Andes.

Periodicamente el flujo nocturno valle abajo se ve reforzado por vientos que bajan por la ladera *oeste* de los Andes y fluyen hacia la depresión intermedia normalmente por encima de la fría capa de aire que está en contacto con la superficie. Lo siguiente es una revisión del estudio de Rutllant y Garreaud (2004), que a partir de datos locales, regionales y de gran escala pudieron caracterizar los eventos de viento *Raco* en el valle del río Maipo frente a Santiago, Chile [33 – 34°S].

De *oeste* a *este*, el perfil de elevación en torno a la ciudad de Santiago, frente al valle del río Maipo, se

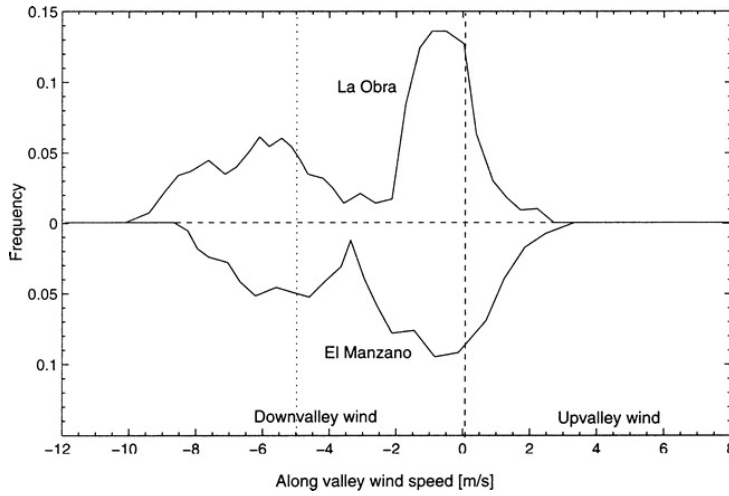


Figura 2.5: Distribución de frecuencia de rapidez del viento a lo largo del valle durante las primeras horas de la mañana (0600-0800 HL) en La Obra y El Manzano durante invierno austral. Valores negativos indican viento *valle abajo*.

caracteriza por una cadena montañosa conocida como la cordillera de la costa cuya elevación en promedio alcanza 1000 m SNM, la depresión intermedia con una altitud de $500 - 600\text{ m}$ y luego los Andes cuyas cumbres más altas en esta zona están por sobre 5000 m SNM, sin pasos más bajos que 3500 m . Para este estudio (Rutllant y Garreaud, 2004) las estaciones instaladas a lo largo de la cuenca del río Maipo fueron: *El Manzano*, *La Obra* y *El Paico*. *El Manzano* y *La Obra* son estaciones instaladas a la salida del valle, al **este** de Santiago. La estación *Lo Prado* se ubica en un punto de silla de la cordillera de la costa (entre cimas) a 1065 m SNM por lo que predominantemente recibe viento zonal. Su altura está muy por sobre la base climatológica de la inversión térmica a 33°S (Garreaud et al., 2002), por lo que es un buen lugar para estudiar la evolución sinóptica del evento lejos de la influencia de la capa marina de mezcla cerca de la superficie. La estación *La Platina* registra información de la estructura vertical de los primeros 1300 m sobre el nivel del suelo (SNS) con un perfilador de viento. Está ubicada en la depresión intermedia y es representativa de las condiciones sobre la superficie de Santiago.

La Figura 2.5 muestra la distribución de la componente zonal del viento en las dos estaciones (*El Manzano* y *La Obra*) ubicadas a la salida del valle. Se observa una distribución bimodal entre las 0600 y 0800 hora local (HL). El primer grupo, con velocidades menores, corresponde al flujo “valle abajo” característico de ciclo diario local; el segundo grupo, es lo que se busca en términos de eventos anómalos de viento **este** bajando por la ladera. Para la selección de eventos *Raco* se eligieron aquellos días cuyo promedio de la componente zonal supera los -5 m/s entre las 0400-0700 HL.

El análisis de compuesto muestra que el 80 % de los casos de *Raco* (24 en total durante el periodo de estudio) están asociados a una condición *post-frontal* correspondiente al acercamiento a la costa **oeste** de Sudamérica de una *dorsal* en altura o al paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias. El otro 20 % corresponde a una condición *pre-frontal*.

La Figura 2.6 muestra las características regionales del evento registrado en las diferentes estaciones. Consistente con la selección de eventos, la estación *El Manzano* muestra anomalía de viento bajando por el valle durante todo el día 0, alcanzando su máxima intensidad durante la noche y temprano en la mañana (Figura 2.6b). Lanzamiento de globos piloto en *La Obra* muestran que el flujo presenta una estructura de jet alcanzando intensidades de hasta 10 m/s en los primeros $100 - 300\text{ m}$ del suelo (no mostrado). En *El Manzano*, la temperatura del aire durante la noche es mucho más alta que la media estacional. El intenso viento “valle abajo” tiende a destruir la inversión térmica nocturna mezclando aire que viene calentado por el descenso desde capas superiores. Este es el rasgo distintivo de los eventos de

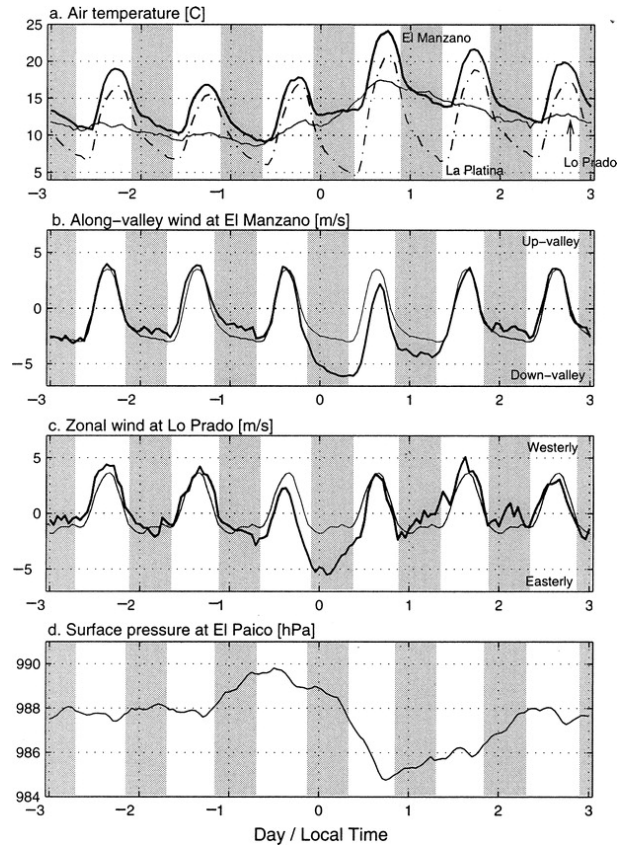


Figura 2.6: Compuesto de (a) Temperatura del Aire en El Manzano (línea gruesa), La Platina (línea entrecortada), Lo Prado (línea delgada). (b) Viento a lo largo del valle (línea gruesa) y el promedio estacional (línea delgada). (c) Viento zonal en Lo Prado (línea gruesa) y el promedio estacional (línea delgada). Y (d) presión superficial en El Paico. El tiempo es días respecto al evento de viento *Raco*. Sombreado indica las horas de noche.

viento *Raco* o *Puelche* que la población que vive en los valle de los Andes de Chile central reconoce. Las anomalías de temperatura son de 8°C en promedio de los eventos seleccionados, pero de hasta 15°C en eventos individuales.

Las anomalías de viento zonal en *Lo Prado* y *El Manzano* son similares, salvo que las de *Lo Prado* aparecen unas $\sim 18\text{ h}$ antes aproximadamente. Alcanzando la depresión intermedia, el núcleo del jet de viento del *este* se desapega de la superficie pasando por sobre Santiago a una altura típicamente de 400 m SNS, es la razón por la que no se observan anomalías significativas cerca de la superficie en *La Platina*. La estación de *Lo Prado* se encuentra a 35 m desde el suelo por lo que prácticamente no muestra un ciclo diario (Figura 2.6a). Un leve calentamiento comienza durante la mañana del día -1 simultáneamente con el comienzo de las anomalías de viento del *este*. Al final de los eventos de *Raco* hay un abrupto enfriamiento asociado con la recuperación energética de la capa marina que es adveçada por vientos del *oeste*.

Consistente con el patrón sinóptico asociado a los eventos de viento *Raco* en la estación *El Paico* (Figura 2.6d), se observa un incremento en la presión superficial durante la noche y la mañana del día -1 . Luego de alcanzar el máximo durante la segunda mitad del día -1 , la presión superficial comienza su caída casi simultáneamente con la aparición de anomalías de viento del *este* en *Lo Prado*, hasta alcanzar el mínimo para la tarde del día 0 , momento en que culmina el desarrollo de la *vaguada costera* en Chile central. La reactivación del viento del *oeste* en *Lo Prado* coincide con la recuperación de la presión superficial en *El Paico* durante el día $+1$.

En la Figura 2.3 se muestra el mapa de anomalía la configuración sinóptica asociada al paso de un anticiclón migratorio en el momento de la culminación de la *vaguada costera* en Chile central. Se observa

un marcado gradiente zonal a lo largo de la zona que atraviesa la cordillera en la latitud de interés. No obstante, la altitud de los pasos entre las cumbres superan los 3500 *m* SNM, lo cual previene cualquier flujo posible que busque paso a través de la cordillera forzado por el gradiente de presión superficial. En el mismo estudio, Rutllant y Garreaud (2004) muestran que la diferencia de presión entre ambos lados de los Andes existe sólo bajo los 3000 *m*. Este gradiente zonal podría ser importante hacia el **sur** donde la elevación de la cordillera disminuye considerablemente. Muestran, además, que las diferencias meridionales de presión y temperatura del aire a diferentes niveles entre Puerto Montt (41,5°S) y Quintero (33°S) para eventos de viento *Raco* muestran el máximo de diferencia de presión en los primeros 1000 *m* SNM. Fuera de la costa los vientos del **este** son forzados geostróficamente en respuesta al gradiente meridional de presión como muestran las simulaciones numéricas en el estudio de Garreaud y Rutllant (2003).

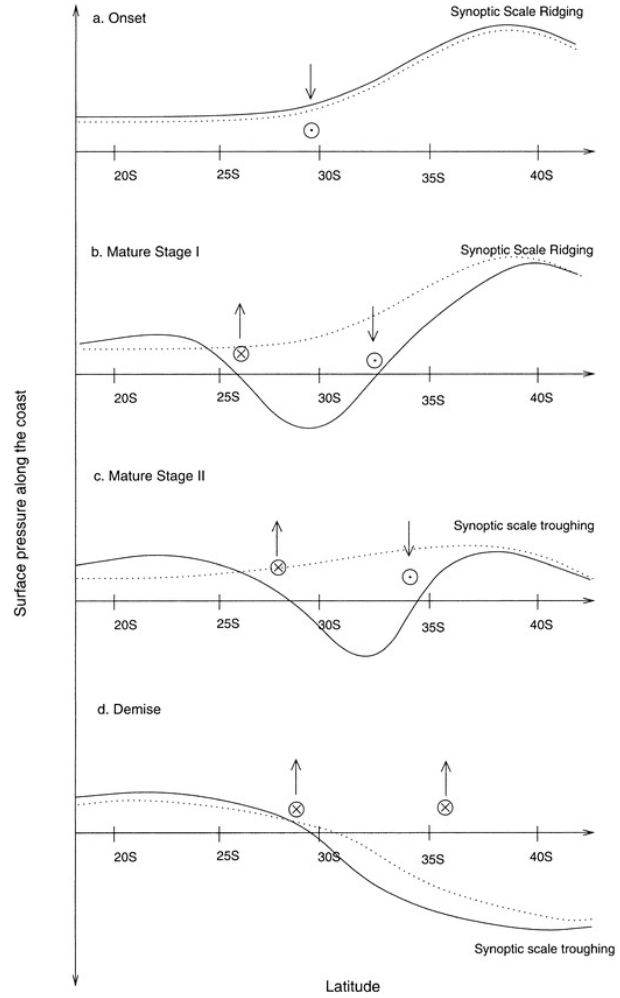
2.3.1. Modelo Conceptual y Discusión

Con todo lo anterior, Garreaud, Rutllant, y Fuenzalida (2002) proponen un modelo conceptual respecto a la evolución de la *vaguada costera* en Chile central (ver Figura 2.7). Junto con resultados de la simulación numérica presentada en Garreaud y Rutllant (2003), se puede dar una visión global a modo de conclusión del efecto que tiene el paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias a lo largo de la costa de Chile central y la ladera **oeste** de la cordillera de los Andes.

El gradiente meridional climatológico de presión puede revertirse en superficie tras el paso de un anticiclón migratorio que se acerca a la costa **oeste** de Sudamérica alrededor de los 40°S (Figura 2.7a). El viento se ajusta geostróficamente, adquiriendo una componente del **este**, primero fuera de la costa y luego hacia la depresión intermedia. Por continuidad, el aire, en niveles superiores, se ve forzado a descender por la ladera **oeste** de los Andes y es advechado hacia fuera de la costa por el viento del **este**. La capa marina es reemplazada por aire adiabáticamente calentado debido al descenso desde niveles superiores en una atmósfera estable, reforzando la capa de inversión térmica. La respuesta hidroestática de la columna producto del calentamiento de la capa inferior es una caída de presión frente a las costas de Chile central, fenómeno conocido como *vaguada costera*. Hacia el **sur** del mínimo de presión el gradiente meridional se ve intensificado lo que refuerza la respuesta geostrófica del viento y da pie al desarrollo de eventos de fuertes vientos ladera abajo en el lado **oeste** de la cordillera (*feedback positivo*). En el lugar del mínimo de presión, el viento del **este** pierde su fuerza y el mecanismo se detiene, gradientes zonales de presión no pueden forzar flujos a través de la cordillera en latitudes al norte de los 34°S. Hacia el **norte** de la vaguada, el gradiente meridional es ahora hacia el Ecuador y el viento del **oeste** advecha aire frío y húmedo que recupera energéticamente la capa marina en el sector costero, *feedback negativo* que reestablece rápidamente las condiciones normales de presión superficial. Todo el sistema se desplaza hacia el **sur** como una *perturbación atrapada en la costa*. En la medida que el anticiclón migratorio cruza la cordillera, el forzante sinóptico del viento del **este** a lo largo de la costa pierde fuerza. Por otra parte, la disminución en la elevación de la cordillera hacia el **sur** de 36°S debilita el mecanismo de calentamiento adiabático de las parcelas que bajan por la ladera y la caída de presión superficial a nivel costero ya no es tan intensa.

En el experimento numérico, Garreaud y Rutllant (2003) mostraron que todas las parcelas experimentaron subsidencia en la medida que se acercaban a la costa **oeste** de Sudamérica, conforme a la condición sinóptica de una *pre-dorsal* en altura. Sólo las parcelas soltadas a ~ 500 *hPa* al **norte** y al **sur** del mínimo de presión superficial, respectivamente, sufrieron descenso hasta alturas bajo los 700 *hPa*

Figura 2.7: Representación esquemática del perfil de presión superficial a lo largo de la costa oeste de Sudamérica durante el paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias. En cada etapa, el perfil real a lo largo de la costa se muestra con línea continua y el perfil sinóptico (cómo se vería sin ser afectado por la topografía) se muestra con línea punteada. Círculo con punto (cruz) indica viento hacia afuera (adentro) de la costa en balance geostrófico con el gradiente meridional de presión. Las flechas verticales indican la dirección del flujo inducido topográficamente por continuidad. (Figura tomada desde Garreaud et al., 2002)



bien lejos de la costa y luego un rápido descenso por la ladera oeste de la cordillera.

Lo que se discute en Garreaud et al. (2002) es si la respuesta hidroestática de la columna debido al calentamiento adiabático y posterior reemplazo de las capas inferiores, tiene la fuerza para contrarrestar el alza que propone la condición sinóptica asociada. En efecto, si $\partial u / \partial x + \partial w / \partial z = 0$ y estimando que: $U \approx 3m/s$, $H \approx 2km$ y $X = NH/f \approx 200km$ (radio de deformación de Rossby) con $N \approx 1,5 \times 10^{-2}s^{-1}$, frecuencia de Brunt-Vaisala y f el parámetro de Coriolis, entonces $W \approx 3cm/s$. De la primera ley de la termodinámica e integrando la ecuación hidroestática se puede obtener el calentamiento adiabático y la respectiva caída de presión superficial:

$$\Delta T_{adb} = (T_o/g) W N^2 \approx 6 \text{ K día}^{-1}$$

$$\Delta p_h = -(g p_o / R T_o^2) \Delta T_{adb} H \approx 5 \text{ hPa día}^{-1},$$

donde $T_o \approx 280 K$ es la temperatura de referencia de la tropósfera baja y $p_o \approx 1010 hPa$ es la presión superficial de referencia. Entonces, la caída de presión provocada en la tropósfera baja es comparable al alza asociada al paso de la dorsal en altura.

2.4. Ondas Internas de Gravedad de Baja Amplitud

La siguiente sección presenta una revisión resumida de la dinámica de las ondas internas de gravedad de baja amplitud generadas por flujos forzados a cruzar una barrera orográfica en una atmósfera estratificada. Se presentan dos casos prácticos con el fin de aportar un *background* teórico para la discusión sobre la dinámica de mesoescala involucrada en eventos de vientos ladera abajo y ver el alcance de la teoría lineal de perturbaciones en la atmósfera, para luego contrastar con las observaciones. Una descripción más completa y detallada se puede encontrar en diversos trabajos que recopilan los avances logrados hasta la fecha, e.g. [Smith \(1979\)](#), [Durrán \(1990\)](#), [Lin \(2007\)](#).

Considérense las ecuaciones de movimiento, de continuidad y la primera ley de la termodinámica para una atmósfera sobre un plano- f :

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - f\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{u} + \mathbf{F}_r, \quad (2.1)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (2.2)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\theta}{c_p T} \dot{q}, \quad (2.3)$$

en las cuales $\mathbf{u} = (u(\mathbf{x}, t), v(\mathbf{x}, t), w(\mathbf{x}, t))$ es el vector de la velocidad del viento con $\mathbf{x} = x\hat{\mathbf{i}} + y\hat{\mathbf{j}} + z\hat{\mathbf{k}}$, f es el parámetro de Coriolis, ρ , p y θ es la densidad, presión y temperatura potencial del aire y $\mathbf{F}_r$ son las fuerzas viscosas o las fuerzas de fricción. Las ecuaciones anteriores pueden ser linealizadas considerando las variables como la suma de un campo medio en equilibrio con las condiciones sinópticas más pequeñas perturbaciones asociadas a la dinámica de mesoescala. Es decir,

$$u(\mathbf{x}, t) = U(z) + u'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4a)$$

$$v(\mathbf{x}, t) = V(z) + v'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4b)$$

$$w(\mathbf{x}, t) = w'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4c)$$

$$\rho(\mathbf{x}, t) = \bar{\rho}(\mathbf{x}) + \rho'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4d)$$

$$p(\mathbf{x}, t) = \bar{p}(\mathbf{x}) + p'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4e)$$

$$\theta(\mathbf{x}, t) = \bar{\theta}(\mathbf{x}) + \theta'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4f)$$

$$T(\mathbf{x}, t) = \bar{T}(\mathbf{x}) + T'(\mathbf{x}, t), \quad (2.4g)$$

$$\dot{q}(\mathbf{x}, t) = q'(\mathbf{x}, t). \quad (2.4h)$$

El campo medio asociado a las componentes del viento (representado por las letras mayúsculas) se asume que están en balance geostrófico con el campo medio de presión $\bar{p}$ que a su vez satisface el equilibrio hidroestático. Las variables con primas indican las perturbaciones respecto al campo medio.

Con el fin de estudiar el efecto de una barrera orográfica, considérese el caso simple de un flujo de Boussinesq 2-dimensional, no viscoso, irrotacional, estacionario y adiabático. Además supóngase que la aceleración de Coriolis puede ser despreciada, i.e. número de Rossby $R_o = U/fL$ mucho mayor que 1, donde L es la dimensión horizontal del flujo. Las ecuaciones (2.1)-(2.3), se simplifican a la forma:

$$U \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial z} w' + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0, \quad (2.5)$$

$$U \frac{\partial w'}{\partial x} - g \frac{\theta'}{\theta_o} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial z} = 0, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0, \quad (2.7)$$

$$U \frac{\partial \theta'}{\partial x} + \frac{N^2 \theta_o}{g} w' = 0, \quad (2.8)$$

donde N es la *frecuencia de Brunt-Vaisala*. Si se deriva (2.6) respecto a z y (2.5) respecto a x , luego se restan ambas y se combinan con (2.7) y (2.8), se obtiene:

$$\nabla^2 w' + l^2(z) w' = 0, \quad (2.9)$$

donde

$$l^2(z) = \frac{N^2}{U^2} - \frac{U_{zz}}{U} \quad (2.10)$$

es el *parámetro de Scorer* (Scorer, 1949). Los subíndices denotan derivadas respecto a la coordenada respectiva. En la práctica, $l^2(z)$ es dominado por el primer término, i.e. el término de la fuerza de boyantés N^2/U^2 ; sin embargo, en regiones donde exista un fuerte cizalle el término U_{zz}/U puede volverse importante (Smith, 1979). La ecuación (2.9) sirve como herramienta central para numerosos estudios teóricos de ondas de montaña de pequeñas amplitudes, dos de los cuales se desarrollan a continuación.

2.4.1. Flujo 2-dimensional sobre montaña con forma sinusoidal

Considerando una cadena montañosa cuya altitud del terreno pueda ser representada por la función:

$$h(x) = h_m \sin(kx), \quad (2.11)$$

donde h_m es la altura de las montañas y $k = 2\pi/a$ es el número de onda asociado a la extensión horizontal a de cada cerro. Al despreciar las fuerzas viscosas y/o de fricción se requiere que la condición de borde sea:

$$w'(x, 0) = U \frac{dh}{dx} \quad \text{en } z = h(x), \quad (2.12)$$

es decir, que los vientos cercanos a la superficie sigan la forma de la topografía. Dada la naturaleza sinusoidal del forzante, es apropiado buscar soluciones para la perturbación vertical del flujo en términos de funciones periódicas, esto es:

$$w'(x, z) = \Re \{ w_1(z) e^{ikx} + i w_2(z) e^{-ikx} \}, \quad (2.13)$$

donde w_1 y w_2 es la amplitud de la onda de gravedad como funciones de la altura z a determinar. Probando la solución anterior en la ecuación (2.9) se obtienen las condiciones:

$$w_{n,zz} + (l^2 - k^2) w_n = 0 \quad \text{con } n = 1, 2 \quad (2.14)$$

las cuales entregan soluciones de diferente naturaleza dependiendo si $(l^2 - k^2)$ es mayor o menor que cero. Es necesario analizar por separado cada caso.

Caso $l^2 < k^2$: Antes aclaremos qué representa la relación $(l^2 - k^2)$. Para simplificar la matemática consideremos el caso donde el campo medio de velocidad U y el *lapse-rate* de la atmósfera no dependen de la altura z (N constante). El primer caso requiere que:

$$(l^2 - k^2) = \frac{N^2}{U^2} - \left(\frac{2\pi}{a}\right)^2 < 0$$

$$\frac{(a/U)}{(2\pi/N)} < 1. \quad (2.15)$$

El numerador a/U , representa el tiempo que le toma a una parcela de aire ser advectada a través de una longitud de onda de terreno, mientras que el denominador $2\pi/N$ es el periodo de oscilación debido a la estratificación de la atmósfera de una parcela desplazada verticalmente respecto a su nivel original. Entonces (2.15) indica que el tiempo que invierte la parcela en cruzar el terreno es menor que el tiempo que invierte en completar un ciclo debido a fuerzas de boyantés. En otras palabras, la estratificación juega un rol menos importante que la advección horizontal.

Solicitando que la solución sea acotada para $z \rightarrow \infty$, e imponiendo la condición de borde (2.12), se obtiene la solución:

$$w'(x, z) = U h_m k e^{-\sqrt{k^2 - l^2} z} \cos(kx). \quad (2.16)$$

Si el desplazamiento vertical η de las líneas de flujo es definido como $w' = D\eta/Dt$, para este caso sería:

$$w' \equiv \frac{D\eta}{Dt} = U \frac{\partial \eta}{\partial x}. \quad (2.17)$$

Reemplazando la solución para w' en el set de ecuaciones (2.5)-(2.8), más la ecuación (2.17) es posible obtener el resto de las variables atmosféricas:

$$\eta(x, z) = h_m \left(e^{-\sqrt{k^2 - l^2} z} \right) \sin(kx), \quad (2.18)$$

$$u'(x, z) = U h_m \sqrt{k^2 - l^2} \left(e^{-\sqrt{k^2 - l^2} z} \right) \sin(kx), \quad (2.19)$$

$$p'(x, z) = -\rho_o U^2 h_m \sqrt{k^2 - l^2} \left(e^{-\sqrt{k^2 - l^2} z} \right) \sin(kx), \quad (2.20)$$

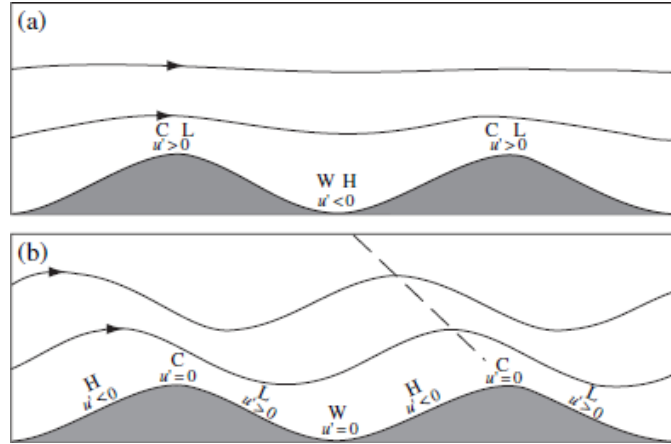
$$\theta'(x, z) = -\left(\frac{\theta_o N^2}{g}\right) h_m \left(e^{-\sqrt{k^2 - l^2} z} \right) \sin(kx). \quad (2.21)$$

La solución es esquematizada en la Figura 2.8a. Las perturbaciones provocadas por la orografía son simétricas respecto al eje vertical y decaen exponencialmente con z . Este régimen muestra *ondas evanescentes*, donde las mayores anomalías se observan cerca de la superficie, desde donde se origina el forzamiento. La perturbación de presión responde en anti-fase a la perturbación de velocidad horizontal, i.e. la presión cae en las cimas de las montañas a la vez que el flujo acelera mientras que una alta presión en los valles coincide con la desaceleración del flujo. A su vez, el aire más frío (cálido) se observa en las cimas (valles) producto del enfriamiento (calentamiento) adiabático. ■

Caso $l^2 > k^2$: En este caso, se requiere que $a/U > 2\pi/N$, tal como se discutió previamente. Ahora la parcela de aire tiene suficiente tiempo para completar una oscilación producto de la estratificación durante su paso sobre la cadena montañosa. Las fuerzas de boyantes juegan un rol más dominante debido a una mayor estratificación de la capa o producto de un viento base más débil o a una montaña de mayor extensión horizontal.

Se puede ver que para este caso la condición (2.14) de las funciones de la amplitud que modulan la onda, w_1 y w_2 , requiere soluciones oscilatorias en z . Un análisis de la estructura de las ondas internas

Figura 2.8: Esquema de flujo 2-dimensional, estacionario, no viscoso sobre secuencia sinusoidal de montañas para (a) $l^2 < k^2$, donde $k = 2\pi/a$ es el número de onda del terreno, y (b) $l^2 > k^2$. La línea segmentada muestra la inclinación de la onda en altura. Zonas de altas (bajas) perturbaciones de presión se señalan con H (L). Zonas de calentamiento (enfriamiento) adiabático se señalan con W (C). Zonas máximas y mínimas de u' también se indican. (Figura tomada desde Lin, 2007).



de gravedad muestran que el flujo de energía (velocidad de grupo) es perpendicular a la dirección de movimiento de los frentes de onda (velocidad de fase). Para el caso, esto implica que las ondas generadas por la orografía transportan energía verticalmente (Durrán, 1990). Como condición de borde se debe solicitar que el flujo de energía se dirija hacia arriba en vista que el forzante de las perturbaciones se encuentra en superficie. Lo anterior, junto con la condición (2.12) entregan la solución:

$$w'(x, z) = U h_m k \cos(kx + mz). \quad (2.22)$$

donde $m^2 = l^2 - k^2$. Las otras variables pueden ser obtenidas desde (2.5)-(2.8),

$$\eta(x, z) = h_m \sin(kx + mz), \quad (2.23)$$

$$u'(x, z) = -U h_m m \cos(kx + mz), \quad (2.24)$$

$$p'(x, z) = \rho_o U^2 h_m m \cos(kx + mz), \quad (2.25)$$

$$\theta'(x, z) = -\frac{N^2 \theta_o h_m}{g} \sin(kx + mz). \quad (2.26)$$

El esquema de la solución para el caso $l^2 > k^2$, se muestra en la Figura 2.8b. El patrón del flujo ya no es simétrico y las líneas de igual fase se inclinan en la dirección de donde viene el viento en la medida que aumenta la altura z provocando el desarrollo de alta (baja) presión en la ladera de barlovento (sotavento). En respuesta, el flujo se desacelera (acelera) en la ladera de barlovento (sotavento). Los máximos y mínimos de temperatura se alcanzan en los valles y las cimas, respectivamente. ■

2.4.2. Flujo 2-dimensional sobre montaña solitaria

El problema anterior puede ser extendido a la situación de una barrera orográfica simple que es cruzada por un flujo transversal. Aplicando la transformada de Fourier^a a la ecuación (2.9), tenemos que:

$$\hat{w}_{zz} + (l^2 - k^2) \hat{w} = 0. \quad (2.27)$$

Considerando un parámetro de Scorer constante, la solución de (2.27) en el espacio de Fourier es:

^aConsiderando la Transformada de Fourier de $f(x)$ como: $\hat{f}(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ikx} dx$.

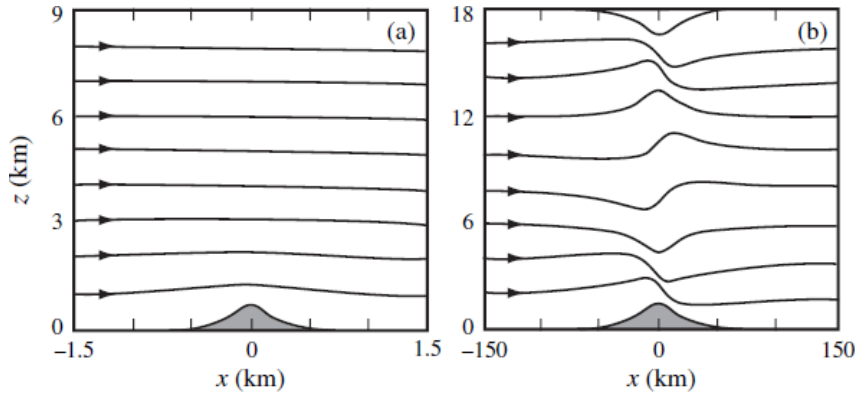


Figura 2.9: Esquema de flujo 2-dimensional, estacionario, no viscoso sobre montaña solitaria para casos extremos (a) $l^2 \ll k^2$ y (b) $l^2 \gg k^2$ donde a es el ancho medio de la montaña. (Figura tomada desde Lin, 2007).

$$\hat{w}(k, z) = \begin{cases} \hat{w}(k, 0) e^{i\sqrt{l^2 - k^2}z} & \text{para } l^2 > k^2 \\ \hat{w}(k, 0) e^{-\sqrt{l^2 - k^2}z} & \text{para } l^2 < k^2. \end{cases} \quad (2.28)$$

Para volver al espacio físico se aplica la Transformada Inversa de Fourier^b a la solución (2.28) y se obtiene:

$$w'(x, z) = 2 \Re \left\{ \int_0^l ikU \hat{h}(k) e^{i\sqrt{l^2 - k^2}z} e^{ikx} dk + \int_l^\infty ikU \hat{h}(k) e^{-\sqrt{k^2 - l^2}z} e^{ikx} dk \right\}, \quad (2.29)$$

donde $\hat{h}(k)$ es la transformada de Fourier de la condición de borde (2.12). La primera integral al lado derecho corresponde a la parte de las ondas de gravedad que propagan energía verticalmente y la segunda integral representa las ondas evanescentes. Hasta ahora la solución (2.29) está integrada sobre todo el rango de k (k es la longitud de onda representativa de la orografía), para considerar el caso de una barrera de dimensiones definidas es necesario precisar el rango de la solución.

Consideremos una barrera orográfica con la forma de *campana* o también llamado perfil de *Bruja de Agnesi* descrita por la función:

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{x^2 + a^2}, \quad (2.30)$$

donde a es la distancia a la cual la altura de la montaña es $h_m/2$. Tomando la transformada de Fourier del perfil de la barrera e integrando la solución (2.29) para los casos extremos: (a) $l^2 \ll k^2$ y (b) $l^2 \gg k^2$, donde $k \approx \frac{1}{a}$. Las soluciones para el desplazamiento vertical η son:

$$(a) \quad \eta(x, z) = \frac{h_m a (z + a)}{x^2 + (z + a)^2} \quad \text{para } l^2 \ll k^2. \quad (2.31)$$

$$(b) \quad \eta(x, z) = \frac{h_m a (a \cos lz - x \sin lz)}{x^2 + a^2} \quad \text{para } l^2 \gg k^2. \quad (2.32)$$

El esquema de la solución se muestra en la Figura 2.9. En el caso (a), como fue discutido en la sección anterior, la advección horizontal domina sobre las fuerzas de boyantes ($N \ll U/a$), el patrón es simétrico respecto al perfil de la barrera y decae linealmente con la altura.

En el caso (b) en cambio, la estratificación es suficientemente fuerte o la extensión horizontal de la barrera es considerable tal que la boyancia domina respecto a la advección horizontal ($N \gg U/a$). Esta situación se conoce como régimen *hidroestático*. La cresta de la onda se inclina hacia la dirección de

^bConsiderando la Transformada Inversa de Fourier como: $f(x) = 2 \Re \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(k) e^{ikx} dk$.

donde viene el viento por consiguiente se produce una aceleración horizontal del flujo por la ladera de sotavento. Se debe notar que el patrón de las perturbaciones ahora se repite en la vertical cada múltiplos de $2\pi U/N$. ■

Las perturbaciones está confinadas en extensión horizontal a la región sobre la montaña (ver Figura 2.9b) aunque esto ocurre sólo si se pueden despreciar efectos *no-hidrostáticos*. Cambios en la estructura vertical de la atmósfera pueden incorporar características nuevas a las soluciones encontradas hasta ahora e incluso nuevos tipos de soluciones ondulatorias (e.g. *trapped lee waves*). Las variaciones más recurrentes son aquellas ocurridas en los perfiles de U y N . Variaciones verticales del parámetro de Scorer (l) pueden, entre otras cosas, modificar la amplitud de las ondas que propagan energía verticalmente en diferentes niveles. Incluso, rápidos cambios de l , como por ejemplo cuando se observa una capa base donde la estabilidad es mayor y el viento es débil cerca de la superficie y una capa superior con estabilidad débil y un viento más intenso, pueden provocar reflexión de energía desde la capa superior hacia la superficie, como resultado las perturbaciones en el lado de sotavento de la barrera serán la superposición de ondas generadas. Bajo ciertas condiciones, las reflexiones parciales de las ondas de gravedad generadas por la montaña pueden interferir de manera óptima provocando severas tormentas de viento en la ladera de sotavento (Klemp y Lilly, 1975).

Capítulo 3

Investigación Propuesta y Objetivos

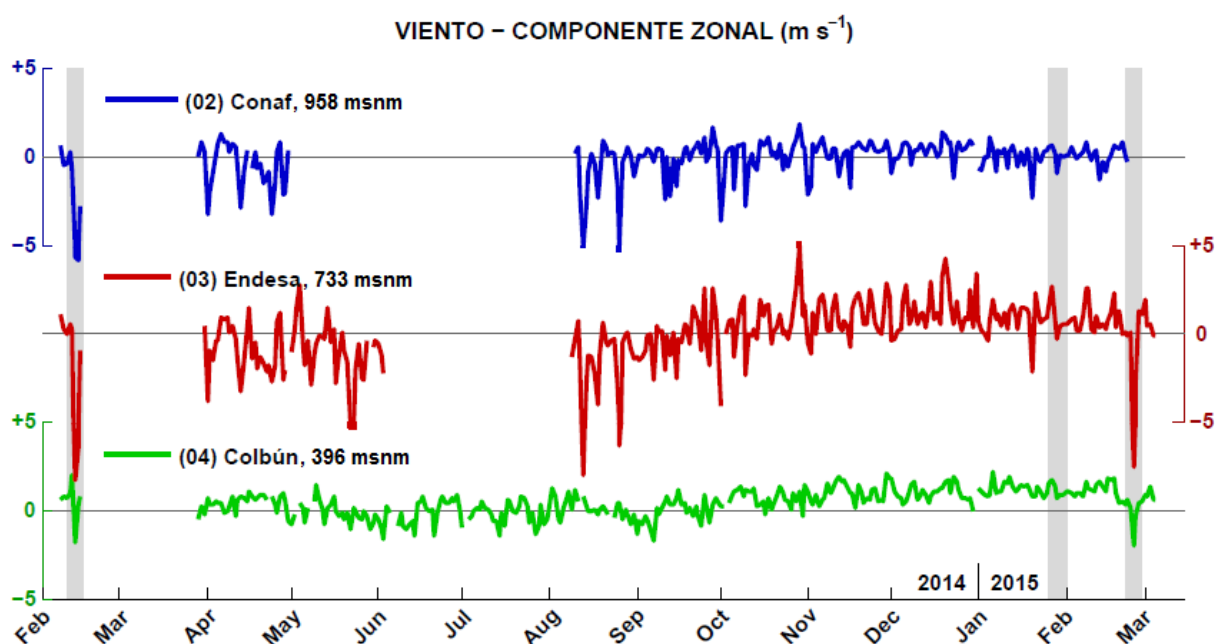


Figura 3.1: Promedio diario de la componente zonal del viento en el valle del Río Laja, 2014-2015. Valores negativos indican viento del **este**. Los datos corresponden a las mediciones en terreno de estaciones meteorológicas instaladas en la parte alta del valle (arriba, azul), media (medio, rojo) y baja (abajo, verde). Ver Figura 4.1. Los eventos de viento *Puelche* del 13 de febrero de 2014, 29 enero y 25 de febrero de 2015 que fueron seleccionados para este estudio y se indican con barras sombreadas.

La Figura 3.1 muestra promedios diarios de la componente **este-oeste** de tres estaciones meteorológicas instaladas al interior del valle del río Laja. Los eventos de viento *Puelche* ocurren con frecuencia tanto en invierno como en verano los cuales se observan en el registro como una intensificación del viento del **este** al interior del valle durante uno o dos días (entre otros cambios en las variables meteorológicas).

No obstante, no todos los eventos de viento *Puelche* llegan con intensidad a superficie. Durante una campaña de lanzamiento de radiosondas en diferentes puntos del valle del río Laja, se registró un breve evento de viento *Puelche*, cuyo núcleo de viento del **este** se mantuvo en altura y no fue percibido en las estaciones meteorológicas instaladas en el valle. Sin embargo, otros efectos fueron sensibles al equipo como el alza de la temperatura máxima durante el día, la caída en la razón de mezcla de vapor de agua

y el brusco incremento en la temperatura del aire en la parte alta del valle.

Entonces, ¿Cuál es el mecanismo que controla que el *Puelche* baje hasta provocar la intensificación de la componente zonal en superficie en la zona baja del valle?

3.1. Objetivos

El objetivo general es:

- Identificar el mecanismo que controla la intensificación del viento del **este** en la zona baja del valle del río Laja, durante eventos de viento *Puelche* de verano.

Se seleccionaron tres eventos de viento *Puelche*: *evento 01*, el 13 de febrero de 2014; *evento 02*, el 29 de enero de 2015 y el *evento 03*, el 25 de febrero de 2015. Estos eventos se señalan con barras grises en la Figura 3.1. En dos de estos eventos (01 y 03) se observó una intensificación de la componente zonal en superficie a lo largo de todo el valle y en el otro no (02).

El presente estudio está separado en tres etapas cuyos objetivos específicos son:

- Caracterizar y describir condiciones meteorológicas observadas a nivel local y sinóptico asociadas a los eventos de viento *Puelche* seleccionados. (Capítulo 5).
- Evaluar desempeño del modelo atmosférico WRF para simular características meteorológicas durante eventos de viento *Puelche* en el valle del río Laja. (Capítulo 6).
- Contrastar diferencias entre eventos seleccionados e identificar factores que explican la intensificación del viento del **este** en superficie. (Capítulo 7).

3.2. Hipótesis

Las hipótesis de este estudio son:

- El núcleo de viento del **este** sobre la zona baja del valle debe alcanzar una intensidad tal que erosione mecánicamente la capa estable superficial. El debilitamiento de la estratificación producto de la mezcla turbulenta generada por el viento facilita el flujo vertical de momentum hacia la superficie.
- La intensidad de los eventos de viento *Puelche* seleccionados está controlada por los forzantes sinópticos. Es decir, la magnitud de los gradientes de presión zonales y meridionales en torno al valle del río Laja está directamente relacionada con la intensidad y duración de los eventos.

Capítulo 4

Contextualización

4.1. Área de Estudio

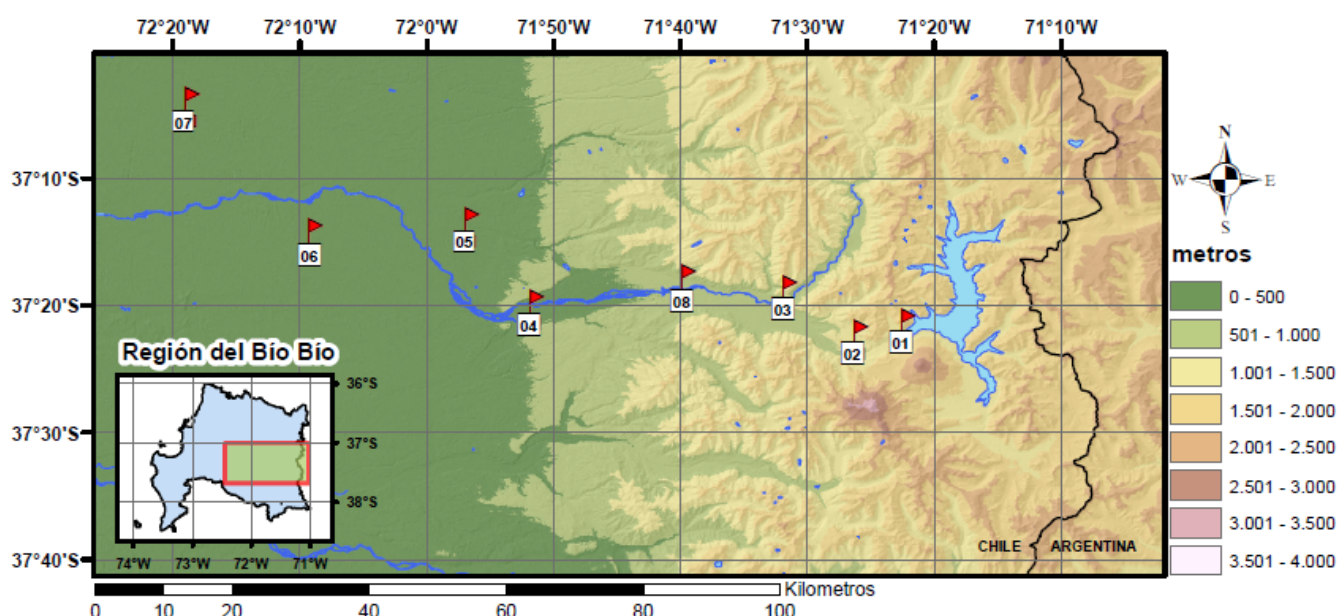


Figura 4.1: Esquema de la zona de estudio en el Valle del Río Laja. La altura del terreno respecto al nivel del mar se muestra en colores según la leyenda. Con banderas rojas se representa la posición de las estaciones meteorológicas instaladas en terreno. Las masas de agua se muestran en azul. Datos de elevación digital corresponden a *ASTER Global Digital Elevation Model 1-seg^a* para la zona de interés.

El valle del río Laja se extiende hacia el oeste en la ladera occidental de la cordillera de los Andes en torno a $37^{\circ}20'S$, como se muestra en la Figura 4.1. Administrativamente, se ubica en la porción cordillerana de la provincia del Bío Bío, Región del Bío Bío, Chile. En la parte alta del valle se encuentra la laguna Laja a una altura de 1370 m SNM ; con una superficie de $\sim 80\text{ km}^2$ es el embalse natural más grande de Chile. A 4 y 13 km al suroeste de la laguna se encuentran las dos cumbres más importantes de la zona: el volcán Antuco (2960 m SNM) y la Sierra Velluda (3585 m SNM), respectivamente. Sin embargo, la altitud media de la cordillera de los Andes en torno a los $37^{\circ}S$ no supera los 2000 m SNM y el ancho

^aASTER GDEM es un producto de METI y NASA. Fue obtenido del sitio: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>

total es de unos 90 – 100 *km*. Desde la parte alta, el valle desciende hacia el **oeste** unos 500 *m* en poco menos de 7 *km*, luego se abre hacia el **noreste** hasta la intersección con el valle secundario del río Polcura por la ladera **norte**. En este punto, el ancho del valle llega a ~ 5 *km*, y se estrecha a no menos de 2 *km* en toda su extensión hasta su apertura hacia la depresión intermedia con una altura bajo los 400 *m* SNM. En total, la longitud del valle desde la laguna Laja hasta su salida a la depresión intermedia es de unos 60 *km* y un desnivel de poco más de 1000 *metros*.

4.2. Datos Utilizados

4.2.1. Estaciones Meteorológicas

Tabla 4.1: Estaciones meteorológicas instaladas en terreno. (Ver Figura 4.1)

Estación	Latitud (S)	Longitud (W)	Elevación (m SNM)	Inicio Registro
(01) Volcán	37° 23,1'	71° 22,6'	1396	06-Feb-2014
(02) Conaf	37° 23,9'	71° 26,4'	958	06-Feb-2014
(03) Endesa	37° 20,4'	71° 31,9'	733	06-Feb-2014
(04) Colbún	37° 21,5'	71° 51,9'	396	06-Feb-2014
(05) Carmen	37° 15,1'	71° 57,0'	304	06-Feb-2014
(06) Lechería	37° 16,0'	72° 09,3'	240	31-Ene-2014
(07) Charrua	37° 05,6'	72° 19,1'	153	07-Feb-2014
(08) Antuco	37° 19,6'	71° 39,9'	560	08-Ago-2014

Sensores: Temp. Aire, Humedad Relativa, Presión Atm., Precipitación líquida, Granizo, Rapidez y Dirección del Viento.

Para caracterizar las condiciones meteorológicas observadas durante los eventos de viento *Puelche* se utilizó la información provista por ocho estaciones meteorológicas^b, ubicadas en superficie en la parte alta, media, baja y fuera del valle del río Laja, como se muestra en la Figura 4.1. En la Tabla 4.1 se indica el nombre, ubicación, altitud e inicio de los registros de datos. Las estaciones miden datos continuamente con frecuencia de 1 minuto desde febrero de 2014 hasta la fecha, salvo la estación (06) *Lechería* que finalizó su periodo de grabación en octubre del mismo año. La estación (08) *Antuco*, fue la última en instalarse y se mantiene en funcionamiento desde agosto de 2014 hasta la fecha. Las estaciones (01) *Volcán* y (02) *Conaf* están ubicadas en la parte alta del valle separadas 6 *km*. Sin embargo, la primera está situada en la ladera **norte** del volcán Antuco y tiene una amplia apertura hacia **noreste**. La estación (02) *Conaf*, por otra parte, se encuentra en una zona estrecha del valle pero hacia el **sureste** tiene vista hacia el collado entre el volcán Antuco y la Sierra Velluda cuyo filo alcanza los 2000 *m* SNM. La altura de los sensores respecto al suelo es entre 2,0 y 2,5 *m* salvo la estación (03) *Endesa* cuyos instrumentos se encuentran a 7 *m*. La estación (03) *Endesa* se ubica en la parte media del valle del río Laja y en la salida del valle del río Polcura que se extiende por un estrecho corredor unos 23 *km* hacia el **noreste**. Las estaciones (04) *Colbún* y (05) *Carmen* se ubican en la parte baja del valle y la salida, respectivamente. Por último, dos estaciones están instaladas en la depresión intermedia para caracterizar la condición meteorológica fuera del valle.

^bFinanciadas mediante el proyecto de investigación FONDECYT 1131092 *Downslope Andean winds in southern-central Chile*, dirigido por Aldo Montecinos Gula.

4.2.2. Campaña Lanzamiento de Radiosondas Enero 2015

Entre el 23 y el 30 de enero de 2015 se llevó a cabo una campaña de lanzamiento de radiosondas^c en el valle del río Laja con la finalidad de obtener el perfil atmosférico en diferentes puntos del valle durante el paso de una dorsal en altura acercándose a la costa oeste de Sudamérica. Se definieron tres puntos de mediciones: Sitio 01 junto a (05) Carmen, Sitio 02 junto a (08) Antuco y Sitio 03 junto a (01) Volcán (ver Figura 4.1). En el Sitio 01 y en el Sitio 03 se lanzaron radiosondas cada seis horas desde el 24 de enero a las 09:00UTC hasta el 28 de enero a las 03:00UTC, y luego cada tres horas hasta el 30 de enero a las 03:00UTC. En el Sitio 02 se realizaron mediciones de la capa dentro de los primeros 1000 m SNS mediante un sistema en el cual una radiosonda se amarró a un carrete que permitía su recuperación luego de su ascenso, sistema que se le llamó *globo cautivo*. Este sistema se lanzó cada tres horas entre el 23 de enero a las 03:00UTC hasta el 30 de enero a las 03:00UTC. Además, se instaló durante toda la campaña un perfilador sónico SODAR para medir componentes u , v y w del viento con 10 m de resolución vertical cada 15 minutos. El alcance vertical que lograron el *globo cautivo* y el perfilador sónico fue 700 m SNS en el mejor de los casos, razón por la cual estos datos no son usados en el presente estudio.

4.2.3. Datos Grillados

Para caracterizar las condiciones sinópticas durante los eventos de viento *Puelche*, se utilizó el producto *NCEP Final Operational Global Analysis*^d que cuenta con $1^\circ \times 1^\circ$ cada 6 horas de resolución espacial y temporal, respectivamente. Entre los parámetros incluidos en cada set se encuentra: presión superficial, presión a nivel del mar, altura geopotencial, temperatura, cobertura de hielo, humedad relativa, componentes u y v del viento, movimiento vertical, vorticidad, etc. Estas variables están disponibles en 26 niveles verticales entre 1000 mbar y 10 mbar y en superficie. Los set de datos utilizados en el presente estudio fueron descargados desde el sitio web: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2> el 02 de septiembre de 2015.

4.3. Modelo Atmosférico

Para un estudio más profundo de las condiciones de mesoescala durante los eventos de viento *Puelche* se utilizó el modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting model (WRF)* en su versión ARW-v3.5 (Skamarock et al., 2008). *WRF* es un modelo numérico de predicción y simulación del tiempo diseñado con fines operacionales y para investigación. El desarrollo del modelo ha sido un trabajo colaborativo entre el *National Center for Environmental Prediction (NCAR) Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division* y otras instituciones, organizaciones, además de la participación de científicos de todo el mundo.

WRF es un modelo no hidrostático, atmósfera compresible que trabaja con coordenadas verticales *sigma*. La integración temporal es mediante un esquema de Runge-Kutta de 3er orden con capacidad de usar un paso temporal variable. Las variables son organizadas en una grilla Arakawa-C. El modelo incorpora diferentes módulos de microfísica, parametrización de cúmulos, física de suelo, física de capa límite y radiación.

^cDirigida por el Dr. Aldo Montecinos con colaboración del Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción (DGEO) y de la Universidad de Chile (DGF).

^dNational Centers for Environmental Prediction, 2000

Capítulo 5

Condiciones Meteorológicas Observadas

El presente capítulo presenta las condiciones meteorológicas observadas durante los días de viento *Puelche* en el valle del río Laja seleccionados para este estudio. La primera sección corresponde al análisis sinóptico de las condiciones asociadas a cada evento frente a la costa **sur-oeste** de Sudamérica. Se utilizó el producto grillado *NCEP Final Operational Global Analysis* descrito en la Sección 4.2. En la segunda sección se describen las características meteorológicas de cada evento registrado por las estaciones instaladas en superficie (ver Tabla 4.1). El análisis de las observaciones en superficie se divide en cuatro subsecciones según la ubicación de las estaciones respecto al valle: zona **alta**, **media**, **baja** y **fuera** del valle.

5.1. Análisis Sinóptico

En la Figura 5.1 se muestran las condiciones sinópticas en la región sobre el océano Pacífico frente a la costa **sur-oeste** de Sudamérica asociada a los eventos de viento *Puelche* seleccionados para este estudio. Cada mapa corresponde al cuadro sinóptico en el cual dentro de un intervalo de tiempo no mayor a 6 horas, a partir de la fecha indicada, se observó una intensificación de la componente zonal del viento, proveniente del **este**, al interior del valle del río Laja. Los cuadros son: del 13 de febrero de 2014, del 29 de enero de 2015 y del 25 de febrero de 2015, todos a las 00:00UTC (hora local: UTC-3).

Se observa que los tres casos de viento *Puelche* en el valle del río Laja corresponden a una dorsal en altura acercándose a la costa **oeste** de Sudamérica, como muestra el contorno de 5750 m de altura geopotencial de los 500 hPa en la Figura 5.1. En relación a la presencia del anticiclón del Pacífico Sur, se observa un régimen anticiclónico en los vientos superficiales frente a la costa de Chile y advección de aire frío desde el **sur**, rasgo climatológico de verano de los vientos costeros al **norte** de $\sim 38^{\circ}S$ (Garreaud y Muñoz, 2005). No obstante, se aprecia un refuerzo de la componente meridional asociado al paso de un anticiclón migratorio de núcleo frío por latitudes medias descrito en detalle en la sección 2.2. La advección de vorticidad anticiclónica en la zona pre-dorsal genera subsidencia (cuando $f < 0$), provocando alta presión en superficie (Holton, 2004, p. 167), patrón que deriva hacia en **este** desde el océano Pacífico. Esta anomalía de presión en superficie se observa en el alzamiento de la capa isobárica de los 950 hPa cuyo centro se ubica en torno a los $50^{\circ}S$ en los tres casos, al **este** del eje de la dorsal, en el sector

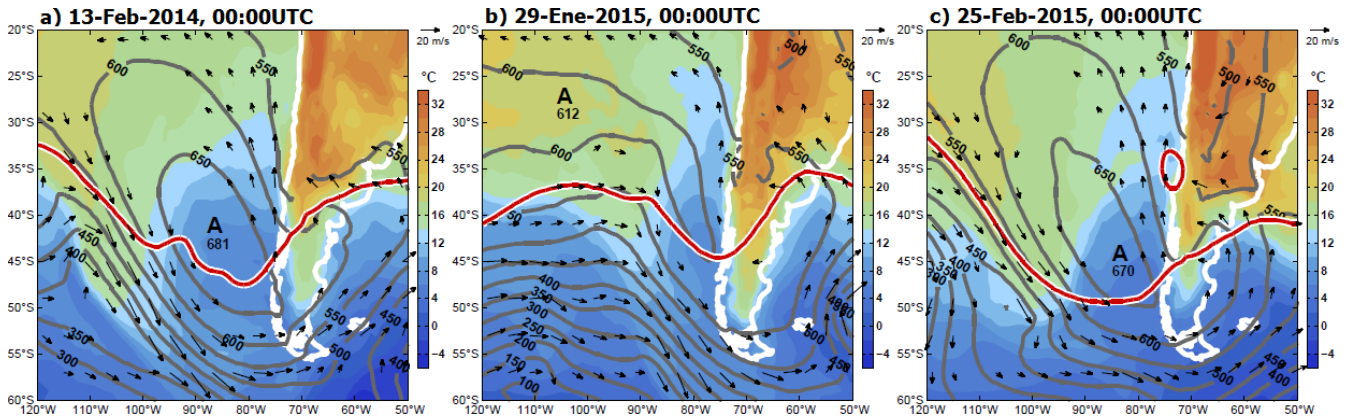


Figura 5.1: Altura geopotencial (contornos grises), viento (vectores) y temperatura de aire (mapa de color) de 950 hPa para días de viento *Puelche* seleccionados en el valle del río Laja: (a) evento 01, (b) evento 02 y (c) evento 03. Se muestra contorno de 5750 m de altura geopotencial de los 500 hPa (línea sólida roja). Vectores con velocidades inferiores a 8 ms^{-1} se han enmascarado.

argentino.

Los vientos frente a la costa presentan una componente ageostrófica fortalecida por el bloqueo mecánico de la cordillera de la costa y los Andes en respuesta al gradiente meridional de presión, que en el caso del 13 de febrero de 2014 y el 25 de febrero de 2015, estuvo invertido respecto a la climatología de latitudes medias, i.e., la fuerza del gradiente meridional de presión apuntó hacia el **norte** intensificando el *jet* costero (Muñoz y Garreaud, 2005) y el viento en el valle central de Chile desde $\sim 40^\circ\text{S}$.

Los vientos superficiales en el lado argentino de los Andes, muestran una componente zonal del **este** como respuesta geostrófica al gradiente meridional de presión indicando que el núcleo del anticiclón migratorio está posicionado el extremo austral del continente Sudamericano. Entre ~ 37 y 45°S , sin embargo, mientras más cerca de la cordillera mayor es la presencia de la componente ageostrófica en respuesta al gradiente zonal de presión reforzado por la *vaguada costera* entre un lado y otro de los Andes, como se aprecia más claramente en la Figura 5.1c del 25 de febrero de 2015.

Sobre las diferencias entre los tres eventos, se aprecia en primer lugar, la longitud de la onda en altura fue más corta previo al evento del 29 de enero de 2015, respecto a los otros dos eventos. Por ende, los forzantes sinópticos en superficie son más débiles: se observa que al **sur** de 45°S la altura geopotencial de la isóbara 950 hPa alcanza 650 m durante los eventos 01 y 03, esto es alrededor de 200 m de alzamiento en términos de anomalía para la zona (ver campos de anomalías en Anexo A). Sin embargo, el evento 02 no superó los 600 m de altura de la misma capa, correspondiente a una anomalía menor a 150 m. Justamente coincide que la duración y la intensidad fue la menor de los eventos de viento *Puelche* seleccionados.

Se observó, durante el evento 03 del 25 de febrero de 2015, la presencia de una *baja segregada* identificada debido a la depresión producida en la isóbara 500 hPa y que se muestra en la Figura 5.1c con un contorno cerrado de la altura geopotencial 5750 m en 35°S sobre la costa de Chile central. La *baja segregada* provoca que el gradiente meridional de altura geopotencial sea negativo en la tropósfera media (i.e. la fuerza del gradiente de presión es hacia el **norte**). Sin embargo, no implica necesariamente un cambio de presión a nivel del mar (Pizarro y Montecinos, 2000). No obstante, a la altura de las cimas y la parte alta del valle del río Laja ($\sim 37^\circ 20'\text{S}$), este fenómeno pudo haber reforzado la respuesta geostrófica del viento durante el evento de viento *Puelche* del 25 de febrero de 2015.

Por último, en los tres eventos se aprecia en superficie, bajo la zona de la pre-vaguada, i.e. al **oeste**

de la dorsal, una intensa advección de aire tropical hacia latitudes medias asociado a un sistema frontal acercándose al continente.

5.2. Análisis en superficie

El análisis de las condiciones meteorológicas observadas en superficie a lo largo del valle del río Laja hasta la depresión intermedia en torno a $37^{\circ}20'S$, se realizó a partir de las series de tiempo provistas por las estaciones meteorológicas señaladas en la Tabla 4.1, cuya distribución geográfica en torno al valle se muestra esquemáticamente en la Figura 4.1. Los datos de las estaciones son tratados tomando el promedio simple cada 10 *minutos* a partir de un muestreo original de 1 *minuto*. Los ciclos diarios promedio de verano de las diferentes variables en cada estación es obtenido tomando la media de los datos contemplados en el periodo 1 de diciembre de 2014 hasta 28 de febrero de 2015. La presión de aire en superficie se presenta como *anomalía de presión en superficie*, habiéndose obtenido tras la sustracción del ciclo diario promedio de verano de dicha variable para cada estación. Los periodos sin datos se han dejado vacíos (*Not-a-Number*). Ningún otro tratamiento se ha realizado a los datos como correcciones de errores de los instrumentos o calibraciones *a posteriori*.

Los eventos de viento *Puelche* ocurrieron los días 13 de febrero de 2014, 29 de enero de 2015 y 29 de febrero de 2015, referidos en el presente estudio como evento 01, 02 y 03, respectivamente. En la siguiente descripción sólo se muestran cuatro de las ocho estaciones instaladas que corresponden a las más representativas para la caracterización del fenómeno en las diferentes zonas del valle. Sin embargo, el análisis contempló la información observada en todas las estaciones meteorológicas salvo la estación (06) *Lechería* por tener un registro interrumpido en octubre de 2014. La zona **alta** del valle se describe en la sección 5.2.1 y considera lo observado en las estaciones (01) *Volcán* y (02) *Conaf* (Figura 5.2). La zona **media** del valle se ve en la sección 5.2.2 y contempla la información provista por las estaciones (03) *Endesa* (Figura 5.3) y (08) *Antuco*. La sección 5.2.3 describe la zona **baja** del valle donde se observa lo ocurrido en las estaciones (04) *Colbún* y (05) *Carmen* (Figura 5.4). Finalmente, la caracterización de los eventos en la depresión intermedia, **fuera** del valle, se realiza en la sección 5.2.4 donde se analizan los datos correspondientes a la estación (07) *Charrúa* (Figura 5.5).

5.2.1. Zona Alta

Las estaciones meteorológicas instaladas en la parte **alta** del valle dejaron de registrar datos horas previo al evento 03, no obstante la estación (02) *Conaf* muestra un registro completo de los eventos 01 y 02, como se muestra en la Figura 5.2. En esta estación, ubicada a 958 *m* SNM, tanto en el evento del 13 de febrero de 2014 como en el del 29 de enero de 2015, se observó una intensificación de la componente zonal en dirección **este** (valle abajo) acompañado por un rápido incremento en la temperatura del aire y una drástica caída del contenido de vapor de agua en el aire. Son el conjunto de señales las que permiten decidir si se está en presencia de un viento tipo *foehn*. Por ejemplo, Norte (1988) para la región de Cuyo, Argentina, definió como un “día de viento *zonda*” cuando se cumplían al menos tres de siete criterios basado en las variables: temperatura de aire, temperatura de punto de rocío, presión atmosférica, dirección y rapidez del viento, nubosidad. Para el viento *zonda* los elementos que mejor identificaron los eventos en dicha región fueron las variaciones higo-térmicas y el viento máximo alcanzado. Bajo esta perspectiva, los eventos de viento *Puelche* seleccionados para este estudio congregan las condiciones observadas en vientos tipo *foehn*.

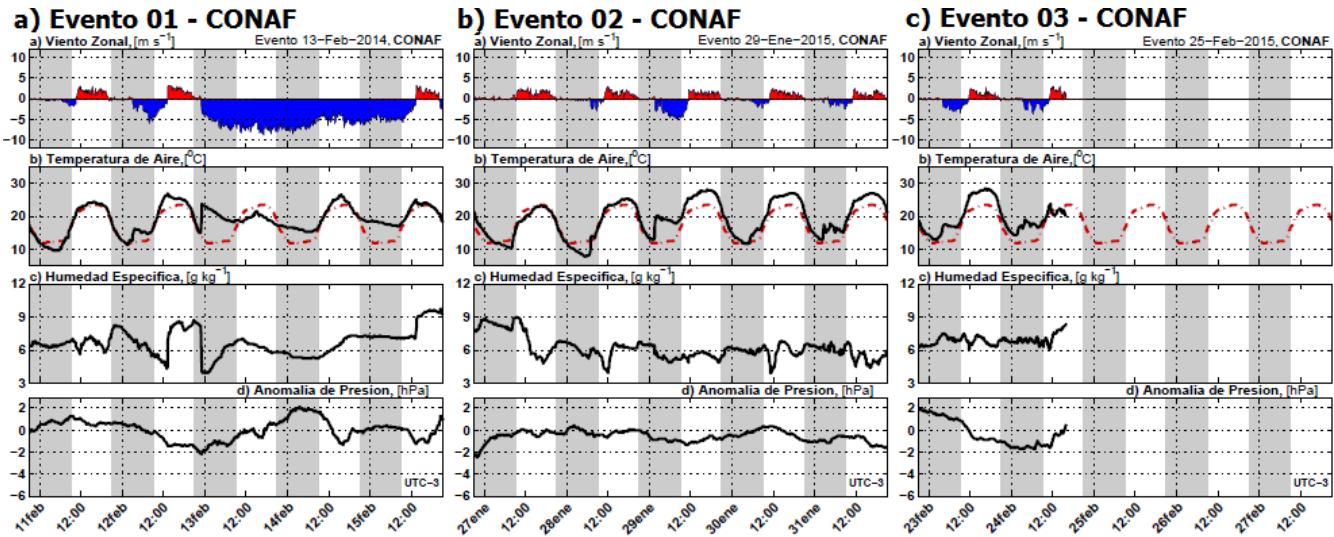


Figura 5.2: Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona **alta** del valle del río Laja (estación (02) Conaf) para los eventos (a) 01, (b) 02 y (c) 03. Para cada evento se muestra (de arriba hacia abajo): componente zonal del viento en ms^{-1} , en rojo (azul) viento del oeste (este); temperatura del aire en $^{\circ}C$; razón de mezcla de vapor de agua ($g\ kg^{-1}$); anomalía de presión en superficie en hPa . Eje horizontal muestra el tiempo de 5 días en torno al día del evento, sombreado corresponde a la horas de noche. Línea roja segmentada muestra el ciclo diario promedio de verano en esta estación.

El evento 01 comienza a las 23:10 (UTC-3) con la intensificación del viento **este** en superficie, acompañado de un aumento de temperatura del aire de $14,8$ a $23,4^{\circ}C$ en $30\ minutos$ y una caída de la razón de mezcla de vapor de agua por a $4,0\ g\ kg^{-1}$. No hubo interrupción de la componente del **este** del viento y con temperaturas (humedad relativa) sobre (bajo) el promedio nocturno durante $58\ horas$. Se observó una menor amplitud del ciclo diario de temperatura durante el primer día del evento, sobretudo la inhibición del calentamiento diabático diurno el día 13 y también del enfriamiento radiativo nocturno los días 13, 14 y 15 de febrero. El contenido de vapor de agua se recupera al mismo tiempo que el viento del **este** se interrumpe en el mediodía del 15 de febrero. No se observan cambios importantes en la presión superficial en términos de anomalía, sólo una ligera caída de $2\ hPa$ junto con el inicio del evento que parece recuperarse durante las primeras $24\ horas$.

El segundo evento, del 29 de enero de 2015, mostró sobretudo un drástico incremento en la temperatura del aire a la altura de la estación (02) Conaf, de $13,3$ a $19,7^{\circ}C$ en $30\ minutos$ a las 00:40 (UTC-3). Hubo un alza en la temperatura máxima del día 29 de enero respecto a los días anteriores, tendencia que se mantuvo durante las siguientes $48\ horas$. La componente zonal del viento en la dirección **este** mostró una leve intensificación durante la noche del 29 de enero. Sin embargo, no superó los $5\ ms^{-1}$ en superficie. No se observó anomalías en la presión superficial y la razón de mezcla de vapor de agua mostró una leve caída de $6,3$ a $5,5\ g\ kg^{-1}$ en el momento del comienzo del evento.

5.2.2. Zona Media

A las 00:10 (UTC-3) del 13 de febrero de 2014, la estación (03) Endesa (Figura 5.3a) muestra una intensificación de la componente zonal en la dirección **este**, reforzando el ciclo *katabático* iniciado horas antes. Junto con esto, se produce un incremento en la temperatura del aire de $18,9$ a $24,6^{\circ}C$ en $40\ minutos$ y un secamiento del aire de hasta $4,0\ g\ kg^{-1}$. Las características observadas en la zona **media** del valle son

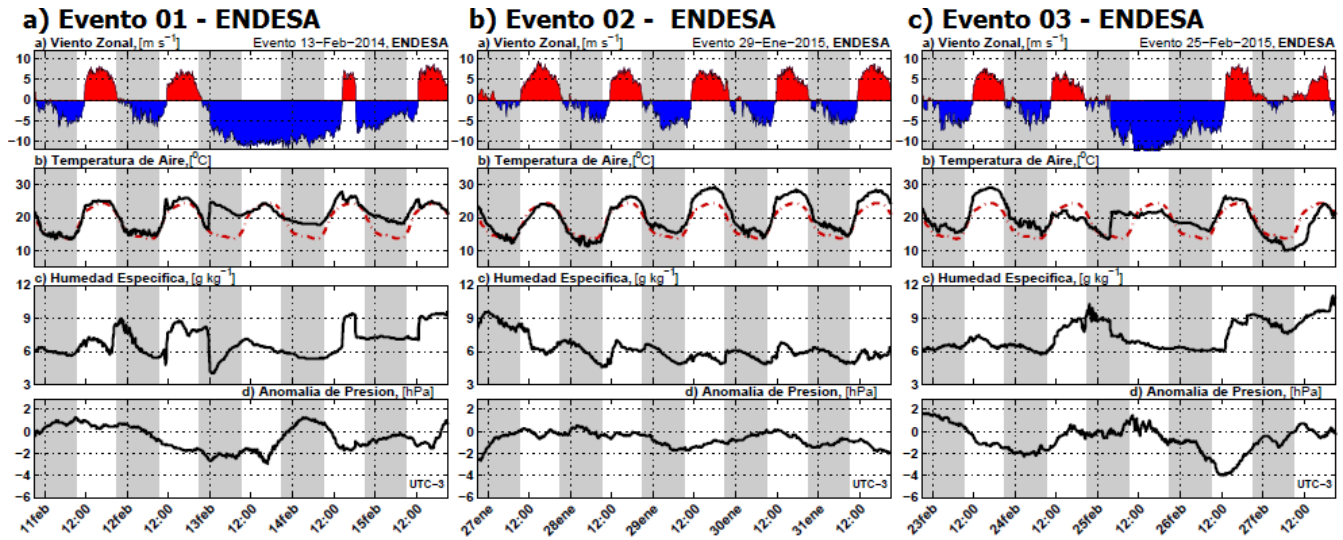


Figura 5.3: Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona **media** del valle del río Laja (estación (03) *Endesa*) para los eventos (a) 01, (b) 02 y (c) 03. Para cada evento se muestra (de arriba hacia abajo): componente zonal del viento en ms^{-1} , en rojo (azul) viento del oeste (este); temperatura del aire en $^{\circ}C$; razón de mezcla de vapor de agua ($g\ kg^{-1}$); anomalía de presión en superficie en hPa . Eje horizontal muestra el tiempo de 5 días en torno al día del evento, sombreado corresponde a la horas de noche. Línea roja segmentada muestra el ciclo diario promedio de verano en esta estación.

similares a las comentadas anteriormente para la zona **alta**. Las series de tiempo de la razón de mezcla de vapor de agua muestran los mismos valores durante todo el desarrollo del evento entre la estación (02) *Conaf* y (03) *Endesa*, separadas por 10,3 *km* en línea recta y 255 *m* en la vertical, lo que sugiere un flujo que es canalizado por la geografía del valle desde la parte **alta** a la parte **media**. Durante la tarde del 14 de febrero se observa una interrupción del viento del **este** en favor de un flujo *anabático* desarrollado en el valle del río Polcura hacia el **noreste**.

El ciclo diario de temperatura del aire sufre inhibición del calentamiento diabático diurno durante el primer día de los eventos 01 y 03 (Figura 5.3a y c, respectivamente), al igual que en la parte **alta** del valle, y una drástica disminución del enfriamiento radiativo nocturno los días 13, 14 y 15 de febrero de 2014 (evento 01) y el 25 y 26 de febrero de 2015 (evento 03). El evento del 25 de febrero de 2015 se inició a las 03:50 (UTC-3) con un incremento de 7,4 $^{\circ}C$ en 30 *minutos*, no obstante el mayor incremento de temperatura se registró en la estación (08) *Antuco* donde la temperatura del aire cambió de 13,6 a 22,6 $^{\circ}C$ entre las 05:20 y las 05:50 de la madrugada (UTC-3). Durante la tarde del 25 de febrero de 2015 se registraron vientos que alcanzaron los 15 ms^{-1} en superficie ($> 14\ ms^{-1}$ en la componente zonal). El evento culmina en la tarde del 26 de febrero con una abrupta recuperación de la razón de mezcla de vapor de agua, y se observa una caída de la presión en superficie de hasta $-4\ hPa$ respecto al promedio diario de la estación.

Durante el evento 02, no se observa un aumento en la componente zonal del viento. La máxima del 29 de enero de 2015 es 2,8 $^{\circ}C$ más alta que el día anterior al evento. No hay cambios significativos en la razón de mezcla de vapor de agua, y una anomalía de presión superficial que no supera los $-2\ hPa$.

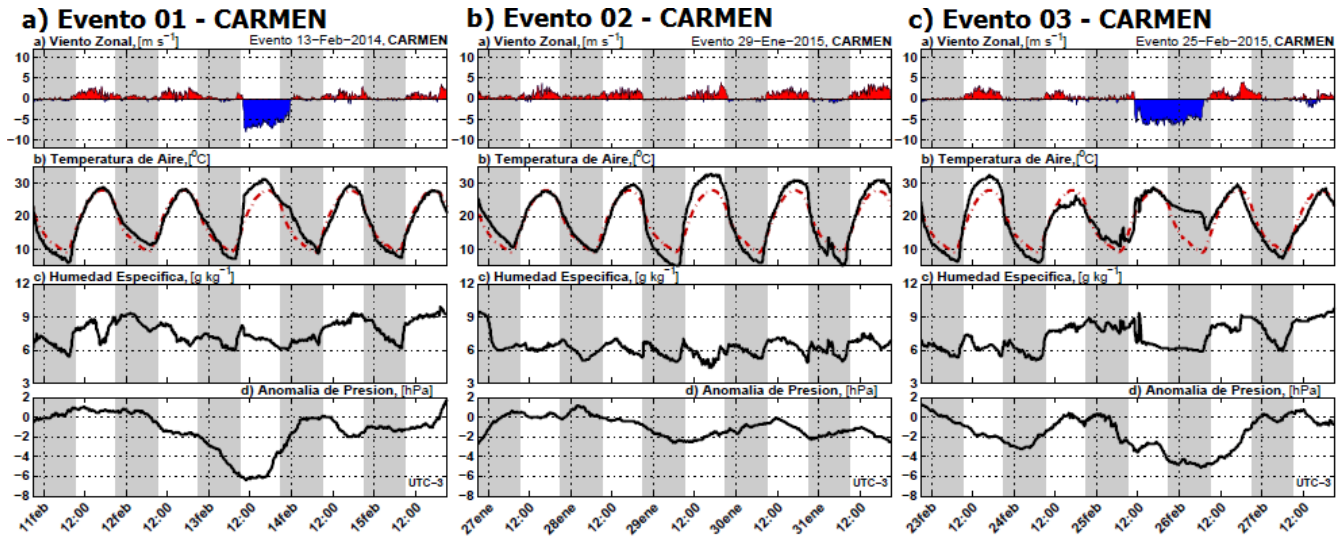


Figura 5.4: Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona *baja* del valle del río Laja (estación (05) *Carmen*) para los eventos (a) 01, (b) 02 y (c) 03. Para cada evento se muestra (de arriba hacia abajo): componente zonal del viento en ms^{-1} , en rojo (azul) viento del oeste (este); temperatura del aire en $^{\circ}C$; razón de mezcla de vapor de agua ($g\ kg^{-1}$); anomalía de presión en superficie en hPa . Eje horizontal muestra el tiempo de 5 días en torno al día del evento, sombreado corresponde a la horas de noche. Línea roja segmentada muestra el ciclo diario promedio de verano en esta estación.

5.2.3. Zona Baja

La zona *baja* de valle, mostrada por los datos de la estación (05) *Carmen* en la Figura 5.4, percibió el viento del *este* sólo en los eventos 01 y 03, a partir de las 10:10 y 11:10 (UTC-3), respectivamente. El evento 02, en cambio, no registró una intensificación en la componente zonal. Sin embargo, se observaron condiciones definidas por [Hoinka \(1985\)](#) como el “foehn clearance”, esto es un aumento en la temperatura del día del evento de las estaciones alejadas de la zona afectada directamente por el viento *ladera abajo* producto de una reducción total de la cobertura nubosa y el secamiento de la tropósfera baja, lo cual acentúa el flujo radiativo de calor hacia la superficie durante el día, y la pérdida radiativa de calor durante la noche.

Se observaron cambios drásticos en la razón de mezcla de vapor de agua sólo en el evento 03, con valores entre 6,6 y $6,0\ g\ kg^{-1}$, similares a los registrados en la zona *media* del valle en la estación (03) *Endesa*, separada a $\sim 38\ km$ hacia el *este*. La razón de mezcla de vapor de agua también marcó un mínimo durante la tarde del evento 02, el 29 de enero de 2015.

Lo distintivo respecto a las estaciones de la zona *media* y *alta* del valle, es la anomalía de presión superficial que acompaña el desarrollo de los eventos 01 y 03, alcanzado hasta $-6\ hPa$ de caída. No obstante, la posición del mínimo de presión es diferente entre eventos respecto a la intensidad del viento del *este* registrado. Ambos eventos muestran que la presión en superficie comienza su caída unas 24 horas antes de la culminación de la baja. Sin embargo, el mínimo de presión durante el evento del 13 de febrero de 2014 acompaña el *onset* del viento del *este* en la estación (05) *Carmen*, mientras que el 26 de febrero de 2015, la culminación de la baja parece marcar el fin del evento en la zona *baja* del valle.

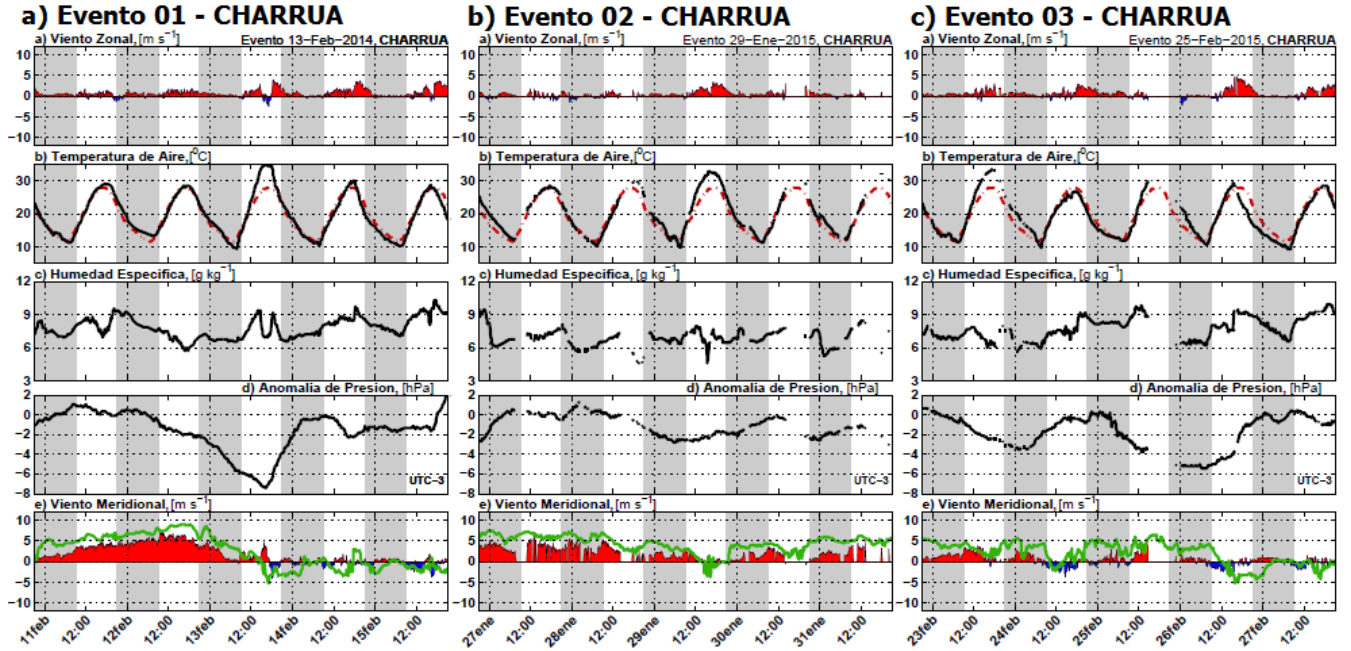


Figura 5.5: Series de tiempo de condiciones meteorológicas observadas en la zona fuera el valle del río Laja (estación (07) Charrúa) para los eventos (a) 01, (b) 02 y (c) 03. Para cada evento se muestra (de arriba hacia abajo): componente zonal del viento en ms^{-1} , en rojo (azul) viento del oeste (este); temperatura del aire en $^{\circ}C$; razón de mezcla de vapor de agua ($g\ kg^{-1}$); anomalía de presión en superficie en hPa ; componente meridional del viento en ms^{-1} , en rojo (azul) viento del sur (norte), la línea sólida verde muestra la serie simulada con el modelo WRF. Eje horizontal muestra el tiempo de 5 días en torno al día del evento, sombreado corresponde a la horas de noche. Línea roja segmentada muestra el ciclo diario promedio de verano en esta estación.

5.2.4. Zona Fuera

La estación (07) Charrúa se ubica $\sim 83\ km$ hacia el oeste respecto a la zona alta del valle. Representa las condiciones meteorológicas observadas en la depresión intermedia, donde geográficamente se encuentran las ciudades de Los Ángeles, Cabrero, Chillán, de la región del Bio-bío. Por su ubicación, la estación (07) Charrúa está expuesta al viento sur observado desde $\sim 48\ horas$ antes de los eventos de viento Puelche, como se observa en el panel inferior de la Figura 5.5. La manifestación del viento sur fue importante durante la tarde del 12 de febrero de 2014 y se atenúa sólo horas después del onset del viento del este en la zona alta. Como precursor del evento 01 es lo único que se observa entre las señales que se registraron en superficie. La componente zonal ya no muestra una intensificación persistente, sólo ráfagas del este alcanzaron la estación durante la tarde de los eventos del 13 de febrero de 2014 y 25 de febrero de 2015.

La estación (07) Charrúa, reportó la mayor caída en la presión superficial asociada a cada evento de viento Puelche de toda la red de estaciones instaladas en el valle. Al igual que lo observado en la estación (05) Carmen, la presión en superficie comienza su caída alrededor de 24 horas antes respecto al mínimo registrado en cada evento. Los valores de la anomalía mínima observada junto con la hora son las siguientes:

- Evento 01: Anomalía mínima de $-7,4\ hPa$ en el día 13-Feb-2014; 16:10 (UTC-3).
- Evento 02: Anomalía mínima de $-2,9\ hPa$ en el día 29-Ene-2015; 06:00 (UTC-3).

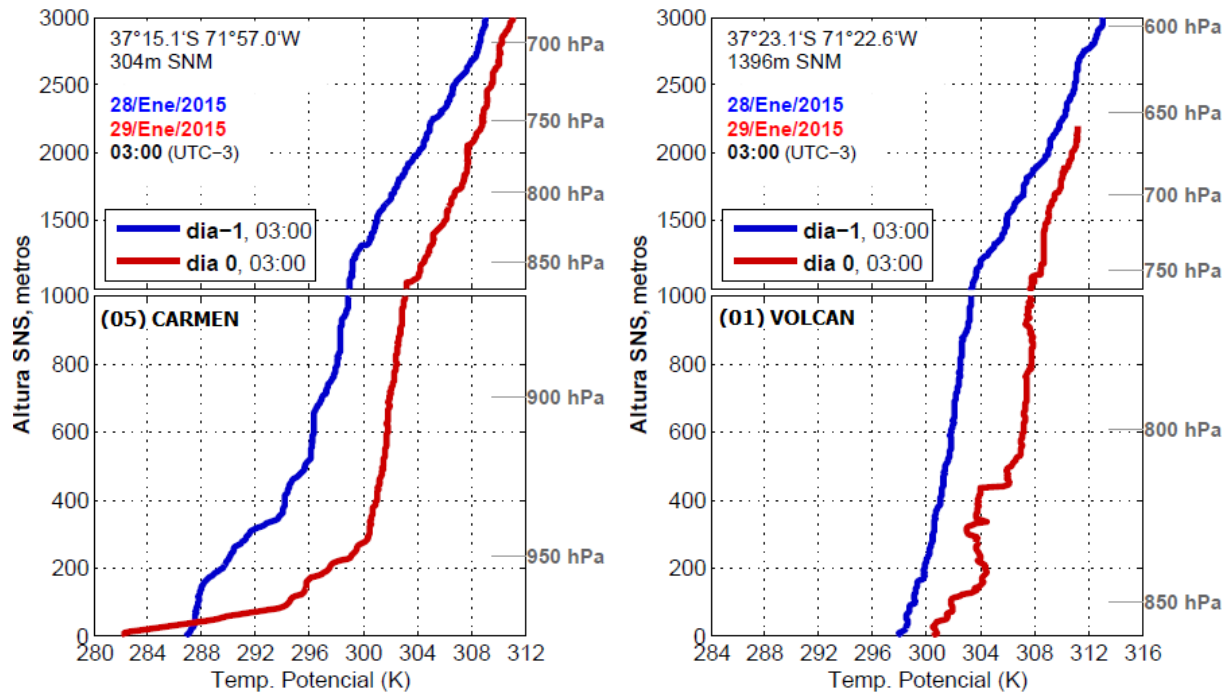


Figura 5.6: Perfiles verticales de temperatura potencial sobre estaciones (05) *Carmen* (izquierda) y (01) *Volcán* (derecha) para los días 28 de enero de 2015 (día -1, curva azul) y 29 de enero de 2015 (día 0, curva roja), a las 03:00 (UTC-3). Eje vertical: altura sobre el nivel del suelo en metros, cada gráfico está dividido en dos paneles: el panel inferior muestra la porción entre la superficie y los primeros 1000 m, el panel superior entre los 1000 – 3000 m. A la derecha de cada cuadro se ubican los niveles de presión cada 50 hPa a la altura observada respectivamente. La relación de aspecto es la misma para ambos cuadros.

- Evento 03: Anomalía mínima de $-5,5 \text{ hPa}$ en el día 26-Feb-2015; 06:40 (UTC-3).

Además, se observó un aumento en la temperatura máxima del día de cada evento, junto con una leve caída de la razón de mezcla de vapor de agua.

5.3. Análisis perfil vertical

La Figura 5.6 muestra la comparación de los perfiles verticales de temperatura potencial observados durante el día 28 y 29 de enero de 2015 (día -1 y día 0, respectivamente) a las 03:00 (UTC-3) sobre las estaciones (05) *Carmen* y (01) *Volcán*. Estos datos fueron obtenidos durante la campaña de lanzamiento de radiosondas en el valle del río Laja descrita en la sección 4.2.2.

Los perfiles de temperatura potencial de la Figura 5.6 muestran que durante el desarrollo del evento del 29 de enero de 2015, se observó un calentamiento generalizado de la troposfera media y baja tanto en la zona alta como en la zona baja del valle respecto al día previo. El mayor calentamiento ($\sim 9 \text{ K}$) se observa a los 950 hPa sobre la estación (05) *Carmen*. Según lo propuesto por Garreaud et al. (2002) (sección 2.3.1), este valor es explicado en parte por el calentamiento adiabático sufrido por las parcelas de aire que son forzadas a descender desde niveles superiores de la atmósfera. La otra parte puede ser explicado por el alza de las máximas de temperatura del aire registradas durante el día previo a cada perfil (ver temperatura del aire en Figura 5.4b).

El fortalecimiento de la estabilidad atmosférica en superficie sobre (05) *Carmen* durante la noche del

día 0 se debe al efecto combinado de: (1) el calentamiento de la capa superior por las razones mencionadas anteriormente y (2) por el mayor enfriamiento radiativo nocturno sufrido por la superficie producto de un cielo completamente despejado y el bajo contenido de vapor de agua.

Capítulo 6

Simulación: Resultados y Validación

El presente capítulo tiene el fin de evaluar el desempeño del modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting (WRF)*, versión ARW-v3.5, en la simulación de las condiciones meteorológicas asociadas a eventos de viento *Puelche* en el valle del río Laja. En la primera sección, se muestra la configuración usada para el presente estudio, i.e., datos utilizados, dominios, parametrización escogida. La validación de las simulaciones, que se realiza respecto a los datos de las estaciones meteorológicas señaladas en el Capítulo 4, se muestra en la segunda sección. Finalmente, una comparación de los perfiles verticales entre resultados de la simulación y radiosondeos se muestra en la tercera sección del presente capítulo.

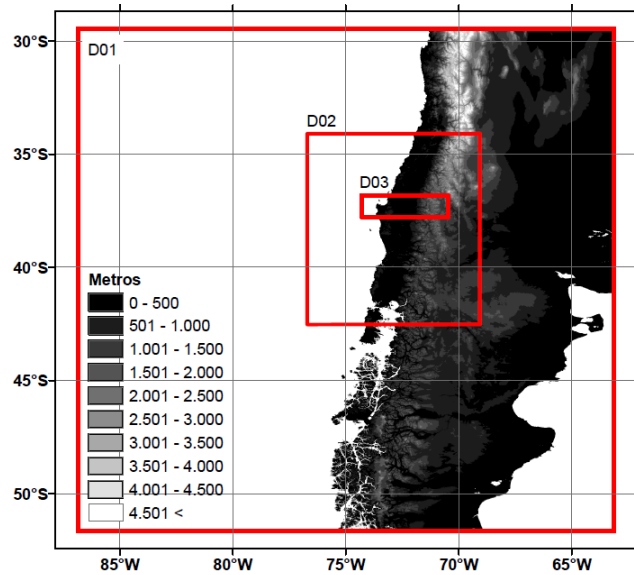
6.1. Configuración

El modelo fue configurado con tres dominios anidados; el primer dominio (dominio padre, referido como ‘D01’) tiene una resolución horizontal de 25 km , luego 5 km y 1 km para los dominios ‘D02’ y ‘D03’, respectivamente. El tamaño del tercer dominio contempla 320 puntos de grilla en la dirección **este-oeste** y 100 en la dirección **norte-sur**, latitudinalmente está centrado en torno a $37^{\circ} 20' S$ y representa una franja que va desde el océano Pacífico hasta la zona Argentina de la cordillera de los Andes. Un esquema de la forma y ubicación de los dominios se muestra en la Figura 6.1. El número de niveles verticales

Tabla 6.1: Parametrización de la física escogida para simulación con el modelo WRF.

Física		Esquema	Referencia
Microfísica	(mp_physics)	Kessler	Kessler (1969)
Cumulus	(cu_physics)	Kain-Fritsch	Kain (2004)
Radiación de Onda Corta	(ra_sw_physics)	Dudhia	Dudhia (1989)
Radiación de Onda Larga	(ra_lw_physics)	RRTM	Mlawer et al. (1997)
Física de suelo	(sf_surface_physics)	RUC Land Surface Model	Stanley et al. (2004)
Capa superficial	(sf_sfclay_physics)	Monin-Obukhov scheme	Monin y Obukhov (1954) ; Beljaars (1995)
Física Capa Límite	(bl_pbl_physics)	Mellor-Yamada Nakanishi Niino 2.5	Nakanishi y Niino (2006)

Figura 6.1: Esquema de la configuración de dominios anidados para simulación con modelo WRF. Con marco rojo se muestra la posición y forma de los tres dominios. D01, D02 y D03, corresponden a los dominios 1, 2 y 3, con resolución horizontal de 25, 5 y 1 km, respectivamente. La topografía, referida según la leyenda, corresponden a los datos del producto SRTM de 3'' de arco para la zona de interés. El océano y zonas con altitud menor que cero están enmascaradas.



fueron 41 para los tres dominios, el primer nivel sigma se ubicó a 28 m, aproximadamente, y contó con siete niveles bajos los primeros 1000 m desde el suelo.

Las condiciones de borde estáticas para el nivel más bajo, i.e., uso de suelo y topografía fueron interpoladas desde datos de la USGS (*U.S. Geological Survey*) con resolución de 30 segundos de arco (~ 900 m) para los dominios 'D01' y 'D02'. Para interpolar la topografía en el dominio 'D03', de mayor resolución horizontal, se usó el producto SRTM v4.1^a de 3 segundos de arco (~ 90 m), obtenido desde el sitio web: <http://srtm.csi.cgiar.org/>.

Condiciones iniciales y condiciones de borde fueron provistas por *NCEP Final Operational Global Analysis* cada 6 horas para 45 días. El primer periodo es entre el 07 y 21 de febrero de 2014; segundo entre el 23 de enero y el 5 de febrero de 2015; y tercero entre el 18 de febrero y el 04 de marzo de 2015. Para los mismos días, se utilizó datos de temperatura superficial del mar de *NCEP Real-time Global SST analysis*. Se utilizó un paso de tiempo adaptativo, *feedback* en dos sentidos (dominio padre a hijo y viceversa) y sin suavizamiento en el área del dominio anidado.

Se realizaron tres simulaciones de 15 días cada una (45 días simulados en total) en las cuales entre el día-5 y el día-10 de cada simulación la frecuencia con la que se guardó un archivo de salida fue de 10 minutos, para el resto del periodo la frecuencia fue de 30 minutos. La primera simulación se inició el día 07 de febrero de 2014, 00:00UTC. La segunda, el 23 de enero de 2015, 00:00UTC. Y la tercera, el 18 de febrero de 2015, 00:00UTC. Se consideró las primeras 24 horas de cada periodo para el *spin-up*.

La comparación de resultados con los datos observados por las estaciones meteorológicas instaladas en terreno (ver Tabla 4.1) se realizó con la salida en el dominio 'D03'. La separación horizontal entre el punto de grilla más cercano a la ubicación real de cada estación fue en promedio 357 m. La parametrización física escogida para las simulaciones en el modelo WRF se muestra en la Tabla 6.1.

^aShuttle Radar Topography Mission (SRTM), provisto por USGS y NASA, es postprocesado por CIAT-CSI para crear la versión 4.1, en el cual las áreas sin datos han sido rellenadas (Jarvis, Reuter, Nelson, y Guevara, 2008).

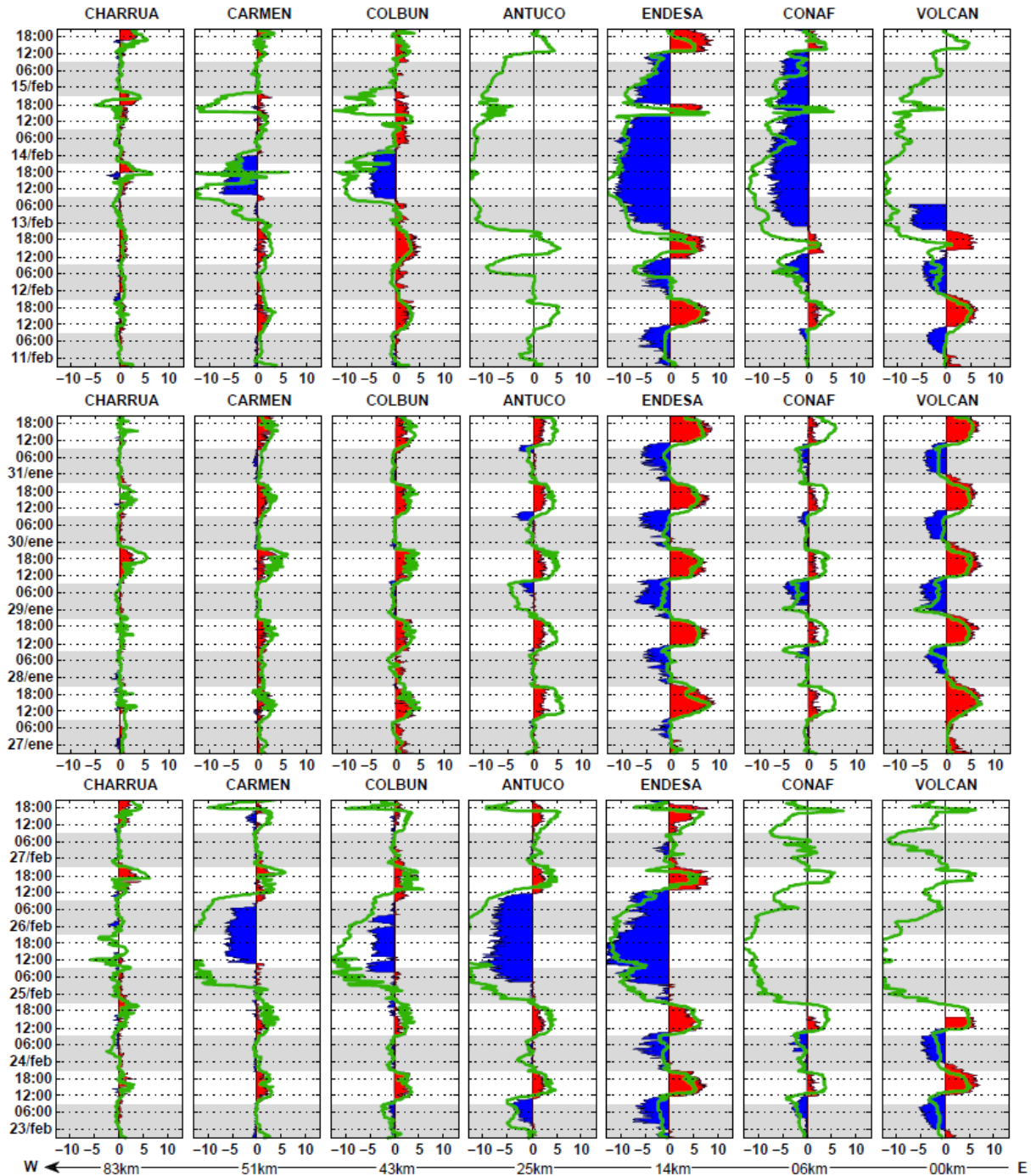


Figura 6.2: Comparación de series de tiempo de componente zonal del viento en superficie, salida del modelo WRF (línea verde) versus datos de estaciones meteorológicas: contornos rojo (+) y azul (-), para los tres eventos de viento *Puelche*. El panel de cada estación se ordena según su posición más al oeste (izquierda) a más al este (derecha) como indica la flecha horizontal en la base de la figura, además se indica la distancia de cada estación respecto a la estación (01) Volcán. El conjunto superior corresponde al registro durante el evento del 13 de febrero de 2014, al medio el evento del 29 de enero de 2015 y abajo el evento del 25 de febrero de 2015. El eje del tiempo se ubica en el eje vertical, fecha y hora correspondiente a la hora local (UTC-3), y viento zonal ($m s^{-1}$) en el eje horizontal de cada gráfico. Líneas segmentadas horizontales van cada 6 horas y sombreado se indica las horas de noche.

6.2. Validación en Superficie

El análisis de la validación en superficie contempla los resultados obtenidos para la variable “ U y V a 10 m ” sólo para la salida del dominio ‘D03’ de $1 \times 1\text{ km}$ de resolución horizontal del modelo WRF, comparada con mediciones de viento en cada estación meteorológica. Los dominios ‘D01’ y ‘D02’ no son considerados para la validación ya que se espera que el desempeño del modelo WRF en la simulación de vientos cerca de la superficie sea mejor en la medida que mayor sea la resolución horizontal (Horvath, Korachin, Vellore, Jiang, y Belu, 2012; Chin, Glascoe, Lundquist, y Wharton, 2010). La validación no considera errores de los instrumentos, de calibración o sensibilidad de los sensores. La ubicación de cada estación en el modelo corresponde al punto de grilla más cercano a la ubicación de la estación en la realidad. Se debe tener en cuenta que la comparación con puntos de grilla introducen incertezas inherentes a la topografía compleja del terreno.

El método de verificación adoptado usa las salidas de modelo de 5 días en torno al día que cada evento de viento *Puelche* comienza (*día-0*), i.e., el evento 01 contempla los días entre el 11 de febrero de 2014, 00:00UTC hasta el 16 de febrero de 2014, 00:00UTC; el evento 02 es entre los días 27 de enero de 2015, 00:00UTC hasta el 01 de febrero, 00:00UTC; y el evento 03 es entre los días 23 de febrero de 2015, 00:00UTC hasta el 28 de febrero de 2015, 00:00UTC. El *día-0* del evento 01, 02 y 03 se considera el 13 de febrero de 2014, 29 de enero de 2015 y 25 de febrero de 2015, respectivamente. Las series de tiempo del modelo tienen intervalos de 10 minutos y se usa la misma en las series observadas.

El análisis del desempeño del modelo se realizó mediante la evaluación del *Root Mean Square Error* (RMSE). En virtud de separar la influencia de los errores de fase respecto a las diferencias (bias) en el promedio y la desviación estándar, se descompuso el RMSE como se muestra en la Ecuación 6.1 (Murphy, 1988; Wilks, 2011):

$$\begin{aligned} MSE &= (\bar{y} - \bar{o})^2 + s_y^2 + s_o^2 - 2s_y s_o r_{yo} \\ &= \underbrace{(\bar{y} - \bar{o})^2}_{\text{MB}} + \underbrace{(s_y - s_o)^2}_{\text{SB}} + \underbrace{2s_y s_o [1 - r_{yo}]}_{\text{PE}}. \end{aligned} \quad (6.1)$$

Donde el *MSE* es el cuadrado del RMSE, y y o corresponden a los datos simulados y los observados, respectivamente. Aquí s se usa para denotar desviación estándar de la serie y r es la correlación de pearson entre lo simulado y observado. Los términos a la derecha de la Ecuación 6.1 contribuyen individualmente al valor final del RMSE, estos son: el *bias* de las medias (MB), el *bias* de las desviaciones estándar (SB) y el error de fase (PE).

Las estaciones meteorológicas se agruparon según su ubicación respecto a la geografía del valle. Los grupos son: **Arriba** con las estaciones (01) *Volcán* y (02) *Conaf*; **Centro** con (03) *Endesa* y (08) *Antuco*; **Abajo** con (04) *Colbún* y (05) *Carmen*; finalmente el grupo **Afuera** con (07) *Charrua*. El RMSE del grupo se calculó como el promedio de los RMSE individuales en cada uno de los tres eventos con los datos que hay disponibles. Para el evento 01, los RMSE de los grupos del **Centro** y **Arriba** fueron calculados sólo con datos de las estaciones (03) *Endesa* y (02) *Conaf*; para el evento 03, no hay cálculo del RMSE en el grupo **Arriba** por pérdida de datos en ambas estaciones (ver Figura 6.2).

Los cuadros comparativos de las series de tiempo de viento zonal para los tres eventos de viento *Puelche* se muestran en la Figura 6.2. En la Tabla 6.2, para los eventos 01 y 03, se registró el **inicio** (**final**) de cada evento que se definió como el tiempo en el cual el viento del **este** excede (baja) los 5 ms^{-1} en superficie para las estaciones de **Arriba** y el **Centro**, y cuando excede (baja) los 3 ms^{-1} en

las estaciones de **Abajo**. Los tiempos definidos aquí sólo tienen que ver con la manifestación del viento del **este** en superficie en los distintos puntos del valle. Los resultados de la validación para las variables viento zonal y rapidez del viento deglosado según ubicación respecto a la geografía del valle, así como por evento y por contribución de cada término de la Ecuación 6.1 al total, se esquematizan en la Figura 6.3.

6.2.1. Resultados

Se observaron, en general, significativas diferencias en los valores de $RMSE$ entre los tres eventos tanto para el viento zonal como para la rapidez del viento (Figura 6.3a y b, respectivamente). Las mayores diferencias se dieron durante el *evento 02* y el *evento 03*, que corresponden al evento más débil y más fuerte en términos de la intensificación de la componente del **este** en superficie, respectivamente. No obstante, cuando se promediaron todos los eventos se obtuvieron valores similares para las diferentes zonas del valle: $2,9\text{ ms}^{-1}$ para el viento zonal con valores de $2,7\text{ ms}^{-1}$ para valle **Arriba**, $3,1\text{ ms}^{-1}$ para el **Centro** y $3,0\text{ ms}^{-1}$ para valle **Abajo**. Y para la rapidez del viento: $3,3\text{ ms}^{-1}$ fue el promedio general con valores de $3,0\text{ ms}^{-1}$ para valle **Arriba**, $3,3\text{ ms}^{-1}$ para el **Centro** y $3,6\text{ ms}^{-1}$ valle **Abajo**. Estos resultados de $RMSE$ para viento a 10 m son comparables a los obtenidos en otras evaluaciones del modelo WRF en terrenos con topografía compleja (e.g., Christakis, Katsaounis, Kossioris, y Plexousakis, 2014; Horvath et al., 2012). Sin embargo, otros estudios sugieren que las características de la región, en términos de la geografía y la climatología, así como la parametrización escogida, pueden tener un impacto significativo en el desempeño del modelo siendo posible obtener mejores resultados (e.g., Chin et al., 2010; Jiménez et al., 2010; Rögnvaldsson, Bao, Ágústsson, y Ólafsson, 2011).

Cuando se analiza el deglose del $RSME$ en términos de las contribuciones relativas de los errores de *bias* (MB y SB) y los errores de fase (PE), se aprecian diferencias en el origen del error entre la

Tabla 6.2: Duración observada y simulada de eventos 01 y 03 de viento *Puelche* en superficie. **inicio** y **final** de intensificación de viento zonal registrado en estaciones meteorológicas. Formato de la fecha: DD/MM/AA; hh:mm. (UTC -3)

	Evento 01				Evento 03			
	Observado		Simulado		Observado		Simulado	
	inicio	final	inicio	final	inicio	final	inicio	final
Volcán	12/Feb/14 22:00	(sin datos)	12/Feb/14 18:00	15/Feb/14 02:10	(sin datos)	(sin datos)	24/Feb/15 22:00	26/Feb/15 11:40
Conaf	12/Feb/14 23:10	15/Feb/14 09:30	12/Feb/14 18:30	15/Feb/14 03:20	(sin datos)	(sin datos)	24/Feb/15 21:20	26/Feb/15 12:50
Endesa	13/Feb/14 00:10	15/Feb/14 10:50	12/Feb/14 20:40	15/Feb/14 11:10	25/Feb/15 03:50	26/Feb/15 12:10	24/Feb/15 22:00	26/Feb/15 11:30
Antuco	(sin datos)	(sin datos)	12/Feb/14 21:30	15/Feb/14 10:50	25/Feb/15 05:20	26/feb/15 10:40	24/Feb/15 22:20	26/Feb/15 11:50
Colbún	13/Feb/14 08:50	14/Feb/14 01:40	13/Feb/14 07:30	14/Feb/14 00:40 (*)	25/Feb/15 08:00	26/Feb/15 03:40	25/Feb/15 03:00	26/Feb/15 10:30
Carmen	13/Feb/14 10:10	13/Feb/14 23:30	13/Feb/14 01:50	14/Feb/14 00:40 (**)	25/Feb/15 11:10	26/Feb/15 06:30	25/Feb/15 02:40	26/Feb/15 11:00

(*) Hora del **final** del primer pulso en *Colbún*. Segundo pulso simulado termina el 14/Feb/14; 23:40.

(**) Hora del **final** del primer pulso en *Carmen*. Segundo pulso simulado termina el 14/Feb/14; 21:50.

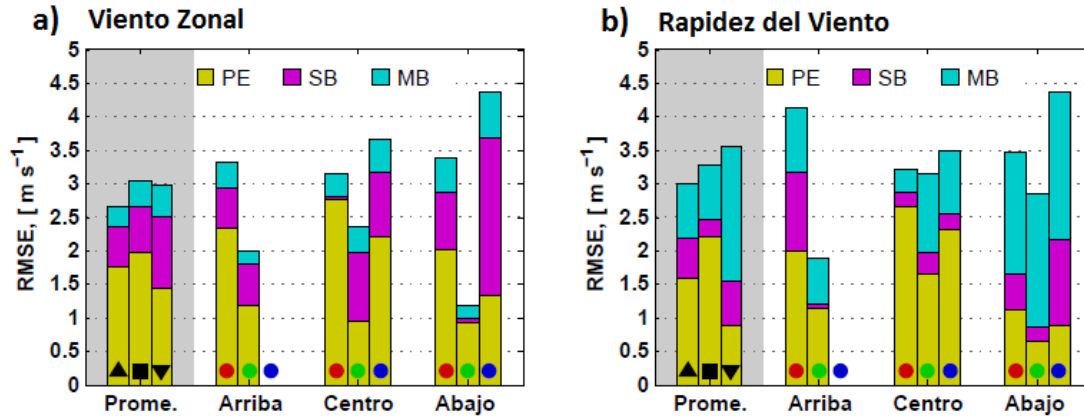


Figura 6.3: *RMSE* descompuesto según Ecuación 6.1 para (a) componente zonal del viento y (b) para rapidez del viento en superficie. En cada barra, la altura corresponde al valor de *RMSE* y las secciones muestran la contribución del error de fase (PE) en amarillo, del *bias* en las desviaciones estándar (SB) en magenta y el *bias* en las medias (MB) en cyan al valor total. El eje horizontal se usa para distinguir los valores entre estaciones ubicadas valle arriba ($\blacktriangle$), centro ($\blacksquare$) y abajo ($\blacktriangledown$) para los tres eventos. Los valores obtenidos en el evento 01 (02, 03) se simboliza con un círculo rojo (verde, azul) en la base de la barra, respectivamente. La zona gris de cada cuadro muestra los valores promedio de todos los eventos para cada sección del valle.

componente zonal y la rapidez del viento.

Se observa que en la componente zonal la mayor parte del *RMSE* proviene de los errores de fase con una contribución en promedio del 59,5 % del valor total, y es más significativa durante los *eventos 01* y *03* en la parte alta y media del valle (Arriba y Centro) como se ve en la Figura 6.3a. La razón tiene que ver, entre otras cosas, con el desfase en el inicio y prolongación de la intensificación del viento *este* en superficie entre el modelo y las estaciones en toda la extensión del valle (ver Figura 6.2). El modelo, en promedio, adelanta la manifestación del evento en superficie en 5,3 horas y lo prolonga 1,7 horas más respecto a lo observado. La mayor sobreestimación de la duración de los eventos se dió valle Abajo con 5,8 horas de desfase en el inicio y 2,9 horas de prolongación, en promedio, mayor a lo observado. El modelo en el *evento 01* muestra además un segundo pulso de viento del *este* en las estaciones de la parte baja durante la tarde del día 14 febrero de 2014 que no fue observado en la realidad (Figura 6.2). En el Centro del valle el adelanto de la intensificación del viento en superficie también fue importante: 5,4 horas en promedio; sin embargo, el cese del evento está más acorde a lo observado con una sobreestimación tan sólo de 16 minutos en promedio.

Tanto para el *evento 01* y *03* el modelo reproduce el desfase observado del inicio del viento del *este* en la parte alta respecto a la parte baja, pero con mayor celeridad que en la realidad. El tiempo transcurrido entre el inicio del *evento 01* en las estaciones (01) Volcán y (05) Carmen fue de 12 horas y 10 minutos mientras que en el modelo el mismo tiempo fue de 7 horas y 50 minutos. El mismo ejercicio en el *evento 03* no es posible, ya que no hubo datos en las estaciones de Arriba. Sin embargo, en el modelo el desfase fue menor respecto al *evento 01*, este fue de 4 horas y 40 minutos.

Los errores de fase en el débil *evento 02* son considerablemente más bajas en comparación con los *eventos 01* y *03*, debido a que el régimen del viento es más regular. Se deduce a partir de esto que mientras mayor es la perturbación sinóptica, mayores son los errores de fase en el modelo.

Las series de las estaciones de Abajo, muestran que, al menos durante los cinco días en torno al evento, viento del *este* está únicamente asociado a la manifestación del *Puelche* en superficie, y el

modelo reproduce esta característica también, razón por la cual los términos de *bias* son mayores para la zona baja del valle. La sobreestimación de la desviación estándar por parte del modelo llega a un 85,1 % (como promedio de todos los eventos) en la parte **baja** del valle, mientras que en la parte **media** y **alta** la sobreestimación es sólo de un 27,3 % y 26,6 %, respectivamente. Entonces, la contribución al *RMSE* del término SB es mayor en la parte **baja** del valle que en la parte **media** y **alta**, como se ve en la Figura 6.3a.

El *bias* en las medias (MB) es el término menos importante en la contribución al *RMSE* para la componente zonal. En el promedio general representa el 13,3 % del valor total. Respecto al *peak* del viento del **este** en superficie, i.e. la intensidad máxima registrada, la sobreestimación del modelo supera los 3 ms^{-1} en todas las estaciones con excepción de (03) *Endesa*, incluso supera los 5 ms^{-1} en las estaciones (04) *Colbún* y (05) *Carmen* para los eventos 01 y 03.

Sin embargo, el término MB representa mayor importancia en el valor total del *RMSE* cuando se observa la rapidez del viento ($\sqrt{u^2 + v^2}$). Como promedio general, el *bias* de las medias contribuye el 36,0 % del *RMSE*, pero con un 56,1 % de contribución como promedio para las estaciones de **Abajo**, donde el modelo sobreestimó la magnitud del viento en $2,6 \text{ ms}^{-1}$.

Como se observa en la Figura 6.3b, en las estaciones de **Abajo** la contribución de MB es consistente y no varía demasiado entre los diferentes eventos de viento *Puelche* ($\pm 0,4 \text{ ms}^{-1}$ la variación del error entre eventos), lo que sugiere un error sistemático en la componente meridional que adquiere relevancia en las estaciones instaladas en el valle central. La Figura 5.5 (sección 5.2.4) muestra que **fuera** del valle el modelo sobreestima las intensidades en superficie del viento **sur** los días previos al evento.

6.3. Perfiles verticales

La diferencia de altura entre los sensores de viento en las estaciones meteorológicas ($\sim 3 \text{ m}$) y el viento del modelo pueden contribuir al error proveniente de los términos de *bias* en el *RMSE* cerca de la superficie. Sin embargo, puede ser que una mala calidad o precisión de las condiciones de borde estáticas del nivel del suelo también contribuyan en parte a los resultados obtenidos. A modo de ejemplo, otros estudios han observado una subestimación en la *longitud de la rugosidad aerodinámica* de la superficie obteniendo como resultado una sobreestimación de los vientos cerca de la superficie (Papanastasiou, Melas, y Lissaridis, 2010). Otra fuente de error proviene posiblemente de una incorrecta simulación de los procesos relacionados a la dinámica superficie-atmósfera, por lo que una elección diferente de los parámetros que gobiernan la difusión vertical cerca de la superficie, podría mejorar los resultados obtenidos (Chin et al., 2010).

Se observa, al comparar con los lanzamientos de radiosonda en la estación (01) *Volcán*, que el modelo logra simular la estructura vertical en la evolución del viento zonal durante el evento del 29 de enero de 2015 en términos de la intensidad y *inicio* del viento del **este** en altura (ver Figura 6.4). Los radiosondeos muestran que el evento 02 comienza desarrollándose un núcleo de viento del **este** a $\sim 500 \text{ m}$ sobre la superficie y luego desciende hasta ubicarse a unos 200 m a las 06:00 del día 29 de enero, con una intensidad de hasta 9 ms^{-1} . El retraso entre el *inicio* del viento *Puelche* en altura y la superficie tiene que ver con el tiempo que le toma al viento mezclar mecánicamente la capa estable formada cerca de la superficie, como muestran los radiosondeos durante la noche del 29 de enero en la Figura 6.5 y se discute en más detalle en el Capítulo 7, sección 7.3.

(Continúa en página 42)

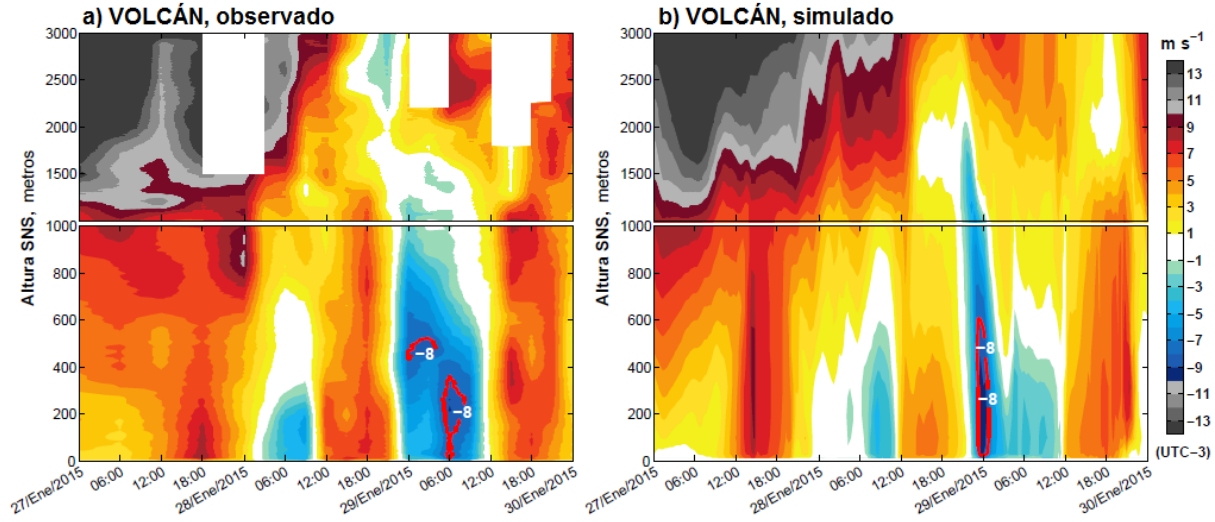


Figura 6.4: Evolución temporal del perfil vertical de viento zonal (a) observado y (b) simulado sobre estación (01) Volcán. En colores se muestra la intensidad del viento según escala a la derecha de la figura, rojos (azules) para viento del oeste (este). Eje horizontal: tiempo entre el 27 y el 30 de enero de 2015, hora local. Eje vertical: altura sobre el nivel del suelo en metros, cada gráfico está dividido en dos paneles: el panel inferior muestra la porción entre la superficie y los primeros 1000 m, el panel superior muestra entre los 1000 – 3000 m. Se señala el contorno de los -8 m s^{-1} con una línea roja sólida.

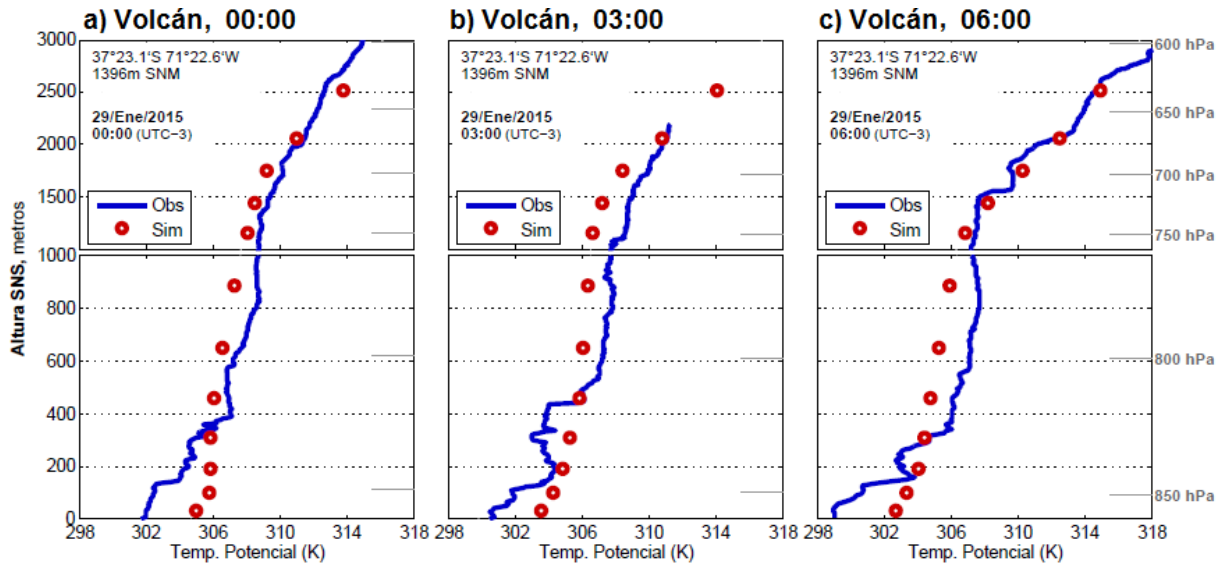


Figura 6.5: Perfiles de temperatura potencial observado y simulado el 29 de Enero de 2015 a las (a) 00:00, (b) 03:00 y (c) 06:00 UTC sobre estación (01) Volcán. Eje vertical: (izquierda) altura sobre el nivel del suelo en metros, cada gráfico está dividido en dos paneles: el panel inferior muestra la porción entre la superficie y los primeros 1000 m, el panel superior muestra entre los 1000 – 3000 m; (derecha) niveles de presión.

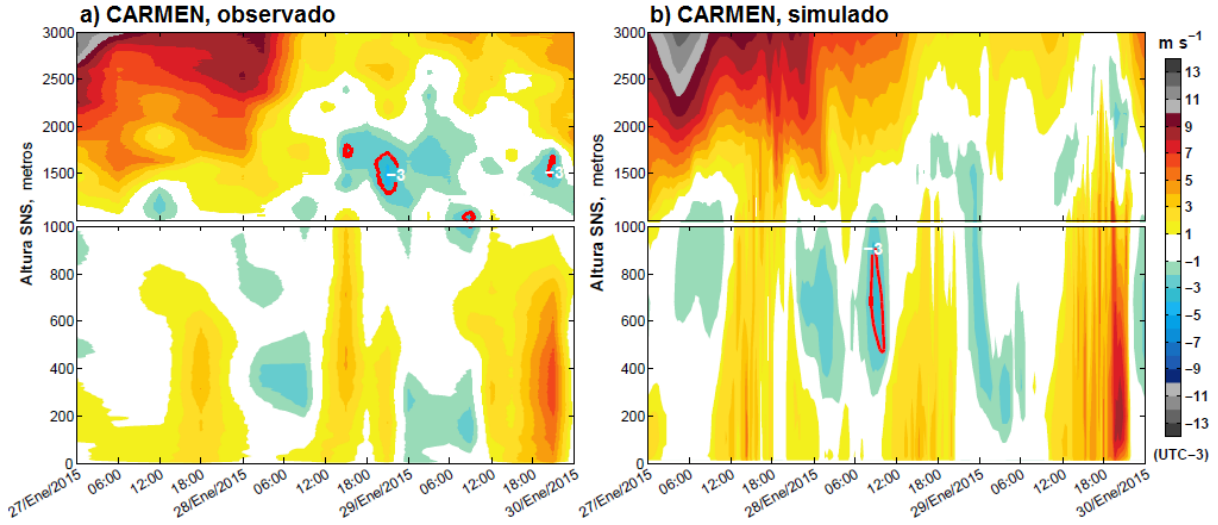


Figura 6.6: Evolución temporal del perfil vertical de viento zonal (a) observado y (b) simulado sobre estación (05) Carmen. En colores se muestra la intensidad del viento según escala a la derecha de la figura, rojos (azules) para viento del oeste (este). Eje horizontal: tiempo entre el 27 y el 30 de enero de 2015, hora local. Eje vertical: altura sobre el nivel del suelo en metros, cada gráfico está dividido en dos paneles: el panel inferior muestra la porción entre la superficie y los primeros 1000 m, el panel superior muestra entre los 1000 – 3000 m. Se señala el contorno de los -3 m s^{-1} con una línea roja sólida.

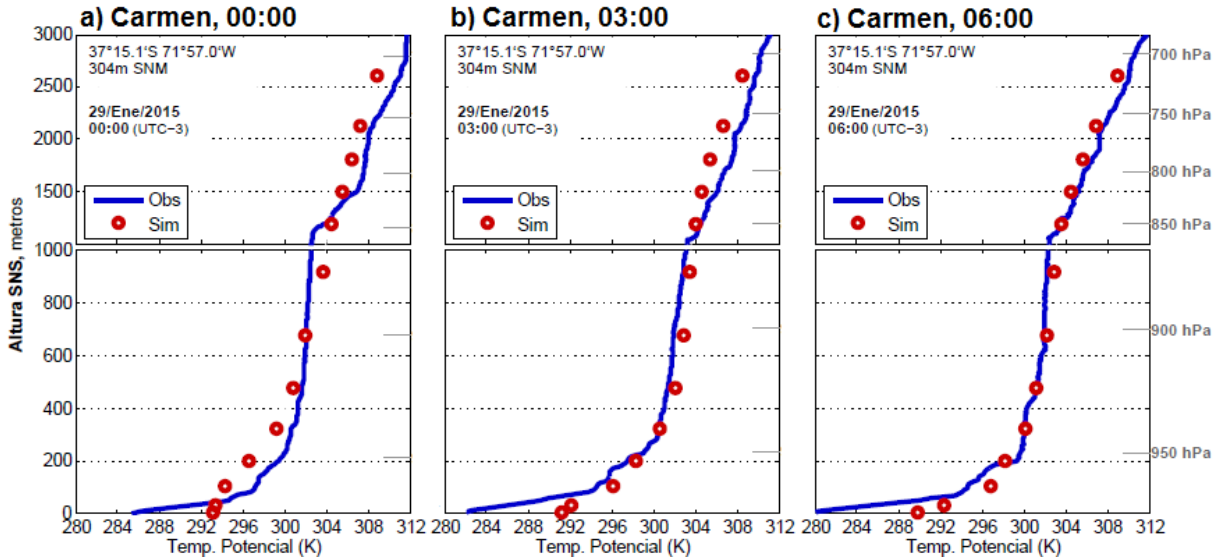


Figura 6.7: Perfiles de temperatura potencial observado y simulado el 29 de Enero de 2015 a las (a) 00:00, (b) 03:00 y (c) 06:00 UTC sobre estación (05) Carmen. Eje vertical: (izquierda) altura sobre el nivel del suelo en metros, cada gráfico está dividido en dos paneles: el panel inferior muestra la porción entre la superficie y los primeros 1000 m, el panel superior muestra entre los 1000 – 3000 m; (derecha) niveles de presión.

A las 00:00 (*hora local, UTC-3*), el momento que el núcleo del viento del **este** se encuentra a $\sim 500\text{ m}$ SNS, la estabilidad atmosférica de la capa cercana a la superficie es subestimada por el modelo (ver *Figura 6.5a*). Una atmósfera menos estratificada permite una mezcla más eficiente de las propiedades entre diferentes capas (Oke, 2002), en este caso, el momentum horizontal desarrollado en altura se mezclará rápidamente por la difusión turbulenta de una atmósfera más neutra.

Las Figuras 6.6 y 6.7 muestran la situación sobre la estación (05) *Carmen*, en la parte **baja** del valle. Se observa un núcleo de viento del **este** ubicado a 1500 m SNS de baja intensidad que comenzó en la tarde del 28 de enero, sin alcanzar la superficie. El modelo reproduce el mismo viento en altura aunque con menor intensidad. La estabilidad atmosférica de los primeros 200 m también es subestimada por el modelo.

Capítulo 7

Simulación: Análisis y Discusión.

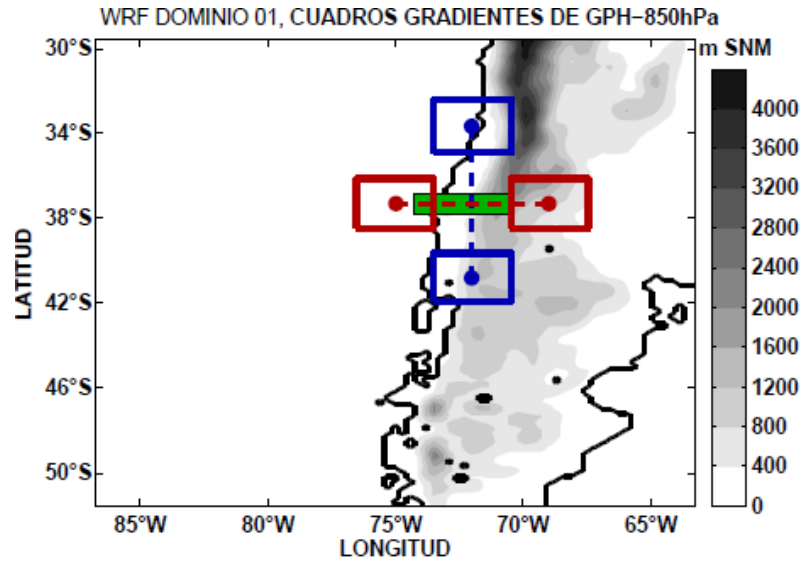
El presente capítulo se centra en el análisis de los eventos de viento *Puelche* simulados con el modelo atmosférico *WRF*. La discusión se separa en tres secciones: la primera sección se discute el rol de los forzantes sinópticos, esto es, la relación de los gradientes zonales y meridionales de presión con la manifestación del viento del **este** en superficie, tanto en la parte **alta** como la zona **baja** del valle. En la segunda sección se estudian las características regionales del viento *Puelche* asociadas a una dinámica de mesoescala: la interacción del viento con la geografía cordillerana y encajonamiento por el valle del río Laja. Finalmente, en la tercera sección se propone un mecanismo mediante el cual, para ciertos eventos, el *jet* en altura es capaz de bajar, provocando la manifestación del viento del **este** en superficie en la parte **baja** del valle.

7.1. Forzantes de escala sinóptica.

La situación sinóptica observada durante los eventos de viento *Puelche* en el valle del río Laja del 13 de febrero de 2014, 29 de enero y 25 de febrero de 2015 fue caracterizada en la Sección 5.1, observándose el acercamiento a la costa **oeste** de Sudamérica de una dorsal en altura, mostrada en la Figura 5.1. La subsidencia en la zona de *pre-dorsal* refuerza la estabilidad de la columna atmosférica y provoca un alza en la presión superficial. El efecto del paso de un anticiclón migratorio por latitudes medias, cuyo centro deriva hacia el **este** entre $45 - 55^{\circ}S$, es capaz de invertir el gradiente meridional de presión. La respuesta geostrófica, fuerza vientos del **este** al norte de $40^{\circ}S$. En estudios anteriores, dicha condición sinóptica fue asociada en alrededor del 80 % de los casos de vientos ladera abajo en los Andes de Chile central (Rutllant y Garreaud, 2004), como fue discutido en la Sección 2.2 y 2.3.

Usando las simulaciones para cada uno de los tres eventos de viento *Puelche* seleccionados, se calculó el gradiente meridional y zonal de altura geopotencial de 850 *hPa* en torno al valle del río Laja (esquema en la Figura 7.1) con el fin de estudiar la respuesta de los vientos del **este** en la parte **alta** y **baja** asociado a los forzantes de escala sinóptica. Las series de tiempo separadas por evento se muestran en los paneles de la Figura 7.2. Cada cuadro en la Figura 7.1 contiene 100 puntos de grilla, desde los cuales se interpoló la altura geopotencial de la capa 850 *hPa* a partir de los niveles verticales sigma en el dominio ‘D01’. Fueron excluidos aquellos puntos donde la topografía sobrepasaba la capa 850 *hPa*, y el valor final de la altura geopotencial en cada instante (c/10 minutos) corresponde a la media de todos los puntos en cada cuadro. El gradiente se obtuvo al dividir la diferencia de altura geopotencial calculada por la distancia

Figura 7.1: Esquema con cuadros seleccionados para el cálculo de gradientes zonal (rojo) y meridional (azul) de altura geopotencial de 850 hPa, durante los eventos de viento *Puelche* desde el dominio 'D01'. El cuadro verde muestra la posición del dominio 'D03'. La altura de la topografía se muestra en tonos grises según indica la leyenda. La línea sólida en negro es la línea de costa.



geodésica que separa los puntos centrales de los cuadros norte-sur y este-oeste, dicha distancia es $\Delta y = 795 \text{ km}$ y $\Delta x = 532 \text{ km}$, respectivamente.

La evolución de las series de tiempo de altura geopotencial razonablemente muestran las diferencias constatadas en la Sección 5.1. Este análisis muestra que los forzante más débiles son encontrados para el evento 02, y la anti-correlación mostrada entre el gradiente zonal y meridional del evento 03 está más relacionada al paso de la baja segregada (ver Figura 5.1c) entre los cuadros de la Figura 7.1. No obstante, la intensificación del viento del **este** en superficie se corresponde en tiempo y sentido con el desarrollo de gradientes de altura geopotencial, tanto meridionales como zonales, en los tres eventos.

En los paneles de la Figura 7.2, los colores azules en las barras de la parte inferior de cada cuadro indican viento zonal proveniente del **este** a 10 m sobre el suelo. Para los eventos del 13 de febrero de 2014 y el 29 de enero de 2015 se observa un progresivo aumento del gradiente meridional ~ 24 horas previas al inicio^a del viento del **este** en la parte alta del valle producto de un aumento de presión en el cuadro sur, y luego un continuo retorno a las condiciones normales, constatando el paso del anticiclón migratorio por latitudes medias. Junto con el inicio del viento del **este** en superficie se observa el incremento del gradiente zonal de altura geopotencial, esta diferencia de presión entre ambos lados de la cordillera se produce por el efecto combinado de: 1) el movimiento hacia el **este** del centro de alta presión en superficie y 2) la formación de la *vaguada costera* producto del reemplazo de la capa fría de aire marino por el aire seco que ha sido advechado por el viento del **este** y que ha sufrido el calentamiento adiabático debido al descenso desde niveles superiores de la atmósfera (Garreaud et al., 2002). La estructura y evolución de la *vaguada costera* fue discutido en la Sección 2.3.1.

En el Capítulo 5, sección 5.2.4, para el evento 01 en la estación meteorológica (07) Charrúa se reportó una caída de la presión superficial de 7,4 hPa (respecto al ciclo diario promedio de verano) asociada al desarrollo de una *vaguada costera* en relación al viento ladera abajo observado en la cordillera. Lo particular del evento del 13 de febrero de 2014 es que la culminación de la *vaguada*, i.e. momento en que se alcanza la mínima anomalía de presión en superficie, difiere en varias horas con el final de la manifestación del viento del **este** en diferentes secciones del valle. Para precisar, la culminación de la *vaguada* en (07) Charrúa se registró a las 16:10 (UTC-3) del 13 de febrero de 2014 mientras que el cese

^aEl inicio de los eventos 01 y 03 fue definido en la Sección 6.2 y registrados en la Tabla 6.2.

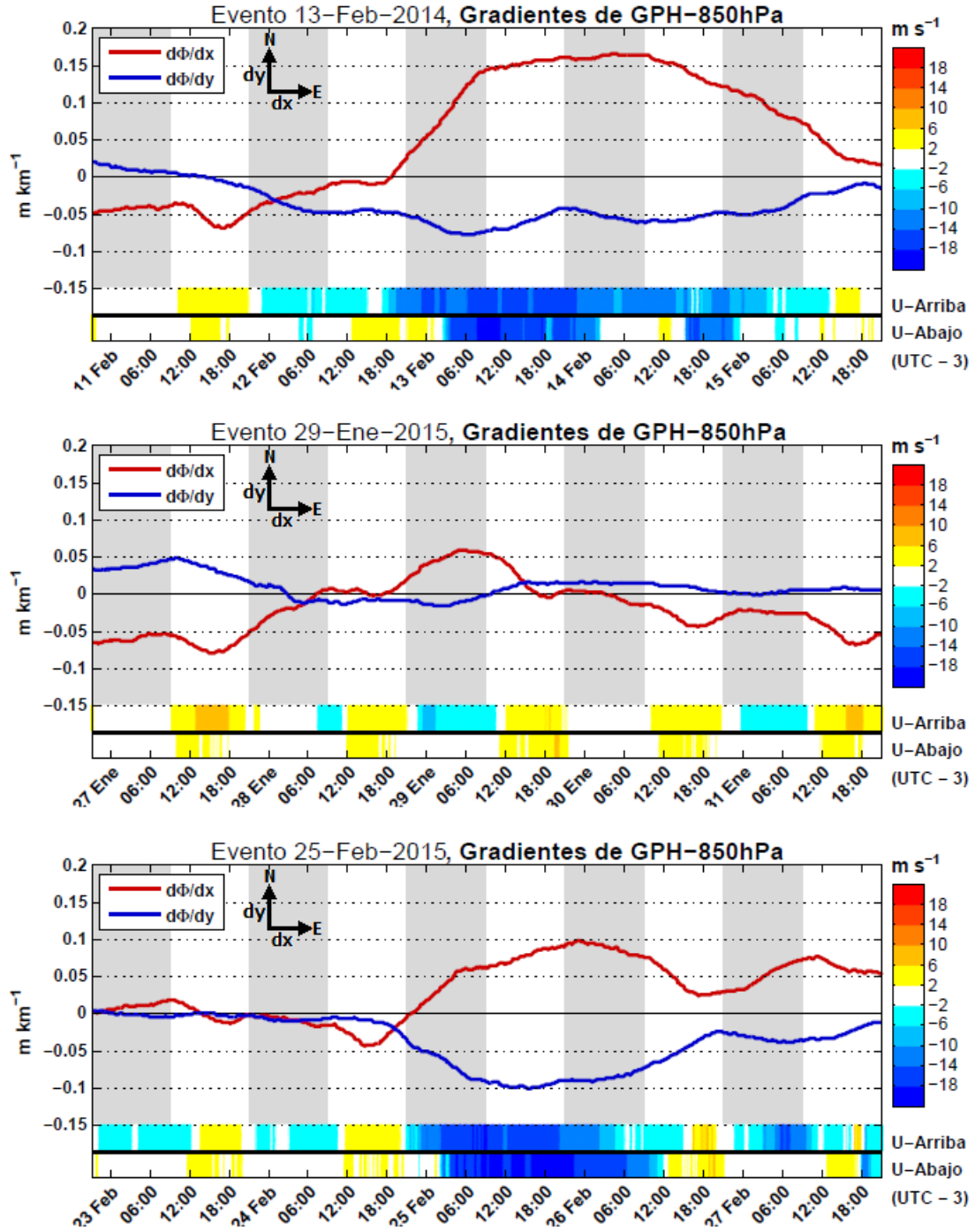


Figura 7.2: Series de tiempo de gradientes zonal (línea roja) y meridional (línea azul) de altura geopotencial de 850 hPa durante los eventos de viento *Puelche*: 13 de febrero de 2014 (arriba), 29 de enero de 2015 (medio) y 25 de febrero de 2015 (abajo). Las barras horizontales en la parte inferior de cada cuadro muestra la intensidad del viento zonal a 10m en la zona alta [baja] (barra superior [inferior] del valle en tonos rojos y azules según barra vertical del costado derecho. Sombreado se indican las horas de noche.

del viento del **este** en (05) *Carmen* se observó a las 23:30 del mismo día y a las 09:30 del 15 de febrero de 2014 en (02) *Conaf*. En otras palabras, durante el evento 01 el viento del **este** en superficie persistió por más de 7 horas en la parte **baja** del valle y por más de 41 horas en la parte **alta** después de la culminación de la vaguada. La simulación con el modelo WRF, cualitativamente, representa en forma correcta esta característica del evento del 13 de febrero de 2014. La serie de tiempo del gradiente zonal de altura geopotencial de los 850 hPa para el evento 01, mostrado en el panel superior de la Figura 7.2, muestra su mayor desarrollo una vez que el viento del **este** en la zona **alta** del valle se ha manifestado: el crecimiento del gradiente zonal en esta etapa está asociado a la caída de la presión en el cuadro del **oeste** de la Figura 7.1. Cuando se alcanza el mínimo de presión en el cuadro **oeste**, i.e. culmina el desarrollo de la *vaguada costera*, el gradiente zonal se estabiliza con un valor muy positivo durante más de 24 horas, entre las 07:00 del 13 de febrero hasta mediodía del 14 de febrero de 2014, en vez de decaer, el viento del **este** perdura e incluso se intensifica durante este periodo.

En contraste al 13 de febrero de 2014, la culminación de la *vaguada* sí marcó el cese del viento del **este** en la zona alta para el corto evento del 29 de enero 2015 con una caída de $-2,9 \text{ hPa}$ a las 06:00 registrada en la estación (07) *Charrúa*. De igual manera, para el evento del 25 de febrero de 2015, la anomalía mínima alcanzada fue de $-5,5 \text{ hPa}$ a las 06:40 que coincide con el fin del evento en la estación (05) *Carmen*, aunque en el centro del valle (estación (03) *Endesa*) el viento del **este** perduró no más allá que hasta mediodía. Las simulaciones, coinciden con lo observado.

En los eventos de viento ladera abajo en el valle del río Maipo ($33 - 34^\circ \text{S}$), estudiados por Rutllant y Garreaud (2004), se desestimó la contribución de un gradiente zonal de presión debido a que la altura incluso de los pasos más bajos de los Andes a esas latitudes, supera significativamente las alturas a las que se reportó una diferencia de presión entre un lado y otro de la cordillera (entre las ciudades de Quintero, Chile y Mendoza, Argentina). Sin embargo, al **sur** de 35°S la cordillera de los Andes es considerablemente más baja. El promedio de altura en torno al valle del río Laja no supera los 2000 m SNM y hay pasos entre cimas cuyas alturas apenas alcanzan los 1600 m SNM como se puede constatar en la Figura 7.3 que muestra un plano de la topografía en la zona de estudio extraída del dominio 'D03'. Considerando que los gradientes mostrados en la Figura 7.2 corresponden a las diferencias de altura geopotencial de una capa que en promedio se encuentra entre los 1450 – 1550 m SNM, es plausible atribuir influencia del gradiente zonal de presión a la intensificación de los vientos del **este** observados en el valle del río Laja en los eventos estudiados.

El análisis de los tres eventos muestra que existe una relación directa entre la intensidad del viento del **este** observado en superficie y los gradientes sinópticos de presión. Como se ha dicho anteriormente, tanto las simulaciones como las observaciones coinciden en que la intensidad del evento 02 fue la menor entre los eventos estudiados y se explica por un cuadro sinóptico débil en términos de forzantes, como sugiere el panel medio de la Figura 7.2 en comparación con los otros eventos. Sin embargo, las diferencias constatadas entre cada evento dificultan la proposición de conclusiones robustas respecto a cuál de los gradientes de presión sinópticos explican mejor la intensidad de los vientos observados en el valle. Por un lado, tenemos que el evento 03 es el que presenta las mayores intensidades del viento en altura y en superficie (según lo simulado por el modelo WRF), junto con el mayor gradiente de presión meridional. Por otra parte, el evento 01 provocó la mayor caída de presión en el cuadro **oeste**, lo que significó el desarrollo del mayor gradiente zonal de presión entre los tres eventos, momento que coincide con una intensificación del viento en superficie en la parte **baja** del valle.

De todas maneras, las diferencias aún así son sutiles y el análisis de escala sinóptica no otorga una

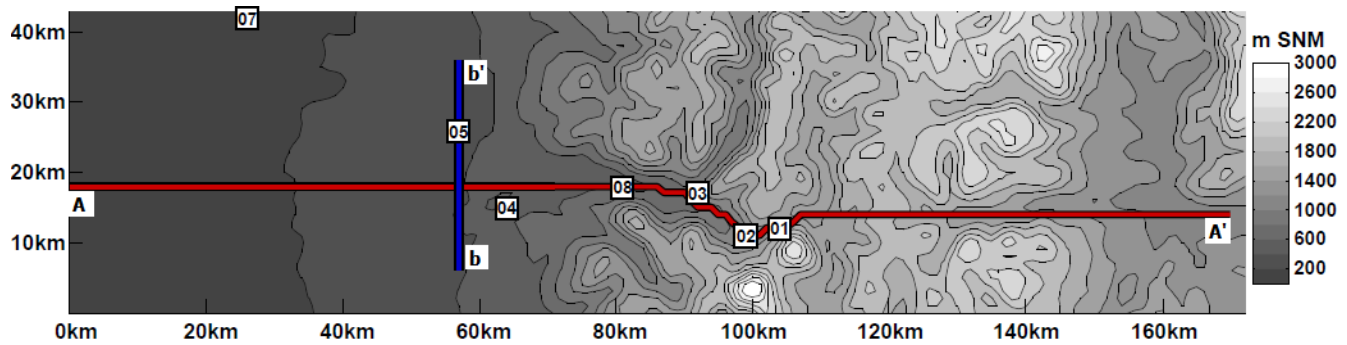


Figura 7.3: Zoom en el valle del río Laja desde el dominio ‘D03’. La topografía se grafica con contornos cada 200 metros y colores según escala a la derecha. La ubicación de las estaciones meteorológicas en el modelo con cuadros blancos. Se muestran las secciones transversal al valle (bb') en azul y longitudinal al valle (AA') en rojo que se utilizan para el análisis estructural de los eventos.

visión fina del problema en relación a las características observadas en los diferentes puntos del valle. En la siguiente sección se explora la dinámica de mesoescala dada por la interacción del viento con la cordillera y la influencia de la geografía del valle con el fin de enriquecer el análisis y la discusión de las particularidades observadas. Sin embargo, sería necesario un análisis de compuestos con un mayor número de eventos para distinguir entre particularidades y conexiones generales con un patrón común.

7.2. Características del *Puelche* asociadas a una Dinámica de Mesoescala.

La utilización del modelo WRF para estudios de tormentas de viento en zonas montañosa, e.g. en los *Mc Murdo dry valleys* de Antártica (Steinboff, Bromwich, y Monaghan, 2013) y en la región montañosa del sureste de Islandia (Rögnvaldsson et al., 2011), han mostrado que el modelo es capaz de reproducir mecanismos asociados a la amplificación de la intensidad del viento en la ladera de sotavento. Por lo cual, la presente sección explora en las características observadas en los eventos de viento *Puelche* simulados, que sean posibles atribuir a una dinámica de mesoescala producto de la interacción del viento con la geografía cordillerana, esto es: el paso de un flujo forzado a cruzar una barrera orográfica.

La extensión meridional de la cordillera de los Andes es sin duda un rasgo predominante en el efecto que tiene para la circulación de bajo nivel, como se discutió en la Sección 2.1. Sin embargo, cuando se observa la región cordillerana con una resolución horizontal de 1 km, como la alcanzada en el dominio ‘D03’, aparecen los detalles de una geografía que es altamente anisótropa a esta escala, y la geografía en torno al valle del río Laja, mostrada en la Figura 7.3, es un ejemplo de ello. Esto dificulta la tarea a la hora de determinar (si es que existe) alguna sección transversal que sea representativa del efecto a mesoescala de los Andes en los vientos en la tropósfera baja y abre la posibilidad que pequeñas variaciones en la inclinación de las isóbaras así como variaciones en los perfiles de viento, temperatura potencial o humedad previos puedan tener un impacto en la intensidad del viento observados en diferentes sectores del valle para distintos eventos.

La Figura 7.4 muestra una imagen instantánea de las 13:00 del 25 de febrero de 2015, del viento a 10 metros del suelo, simulado en torno al valle del río Laja. El modelo logra interactuar con los detalles de la geografía provocando un campo de vientos profundamente asimétrico meridionalmente, por sobre todo

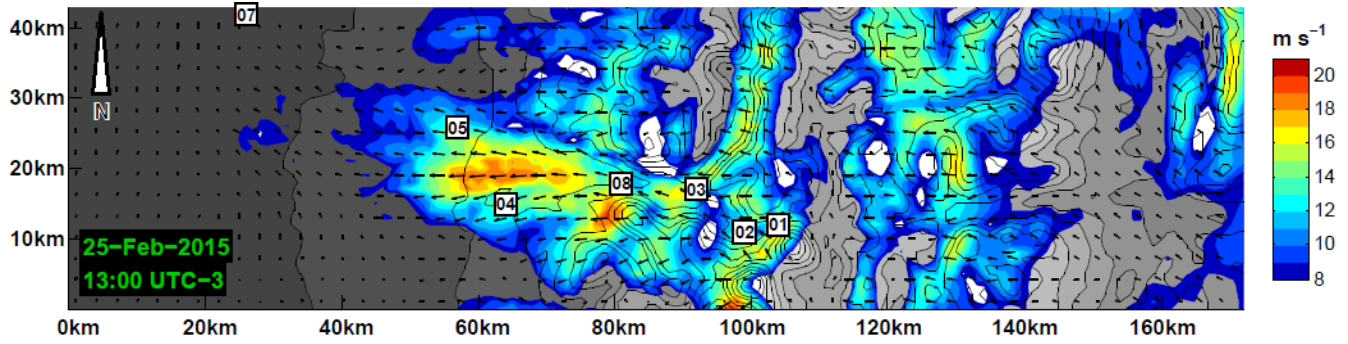


Figura 7.4: Viento a 10 metros simulado en el dominio 'D03' para evento del 25 de febrero de 2015, 13:00 (UTC-3) sobre el cuadro de la Figura 7.3. La topografía se grafica con contornos cada 200 metros y la ubicación de las estaciones meteorológicas en el modelo con cuadros blancos. La intensidad del viento se muestra con colores a partir de 8 m/s según escala a la derecha. La dirección del viento en cada punto se muestra con flechas.

en las intensidades observadas.

Una primera característica distintiva en el patrón de vientos superficiales en la Figura 7.4 es que se observa una aceleración de los vientos en las ladera ubicadas a sotavento y desaceleración en la ladera de barlovento (comparar orientación de laderas en la Figura 7.3). La teoría lineal de ondas internas de gravedad provocadas por la orografía, revisada en la Sección 2.4, muestra que bajo un régimen *hidroestático*, donde $N \gg U/a$ o simplemente bajo una atmósfera que permita la generación de ondas que propagan energía verticalmente, cuando $l^2 > k^2$, esta característica se explica por gradientes de presión generados entre un lado y otro de la montaña como muestra la ecuación (2.25).

La ecuación (2.15) propone que la condición $l^2 > k^2$ en un flujo cruzando una barrera con cimas y valles alternados a una distancia a se reduce a evaluar si $a/U > 2\pi/N$. Una estimación rápida de este criterio muestra que para un viento de transversal a la barrera de $U = 15 \text{ m s}^{-1}$ y una frecuencia de Brunt-Vaisala $N = 0,01 \text{ s}^{-1}$, se requiere una separación entre cimas mayor a $a = 9,4 \text{ km}$. Cualquier perfil transversal a lo ancho de la cordillera de los Andes no es exactamente sinusoidal como requiere la solución (2.22)-(2.26). Sin embargo, se puede notar que la escala de separación entre valles y cimas en la geografía en torno al valle del río Laja superan fácilmente esa distancia (Figura 7.3).

Por otra parte, las Figuras 7.5 y 7.6 muestran que durante el evento del 25 de febrero de 2015 la estabilidad atmosférica N y el viento transversal a la barrera U son del orden de los valores usados en la estimación anterior, avalando el hecho que la condición atmosférica presente durante ese día fue propicia para la generación de ondas de gravedad en un régimen que permite la propagación de energía verticalmente en la región geográfica en torno al valle del río Laja, esto explicaría el patrón asimétrico de los vientos en superficie entre las laderas a barlovento y sotavento observados en la Figura 7.4.

7.2.1. Factores no lineales

La completitud de la discusión requiere, sin embargo, considerar las limitaciones de la teoría lineal de ondas internas de gravedad desarrollada en la Sección 2.4. Como podemos ver de la condición de borde inferior (2.12), ésta impone que las líneas de corriente del flujo a nivel de superficie sigan la forma de la topografía, i.e. ninguna parte del flujo puede ser bloqueado por la montaña. Esta condición es violada para flujos que se aproximan a la barrera con energía cinética insuficiente o apenas suficiente para superarla, i.e. situaciones donde el *número de Froude* (F) es cercano a uno (Lin, 2007).

El número de Froude es la razón entre la velocidad de advección del flujo y la velocidad de fase de las ondas de gravedad:

$$F = \frac{U}{\sqrt{g'H}}, \quad (7.1)$$

donde $g' = g\Delta\theta/\theta_o$ es la gravedad reducida y H el espesor de la capa. Para casos donde N y U son constantes y h_m la altura de la barrera, el número de Froude puede ser evaluado como: $F = U/Nh_m$ ^b (Durrán, 2003).

Volviendo a la Figura 7.4, se puede ver que el viento superficial adquiere una componente dirigida hacia el **norte** en las zonas a barlovento de cada barrera, indicador que las parcelas de aire en la parte baja del flujo que está cruzando la cordillera pueden estar sufriendo el bloqueo generado por la topografía. En efecto, con los mismos valores de U y N usados anteriormente, se obtiene $F \sim 1$ para una barrera de altura $h_m \approx 1500\text{ m}$.

La segunda característica notable de la Figura 7.4 es la aceleración que sufre el viento del **este** a lo largo del valle. La máxima intensidad de viento se alcanza en una estrecha franja en la zona **baja** donde el valle del río Laja se abre hacia la depresión intermedia. Se observa luego divergencia del flujo en superficie acompañado de una drástica desaceleración. De 18 ms^{-1} a la altura de la estación (05) *Carmen*, la intensidad del viento cae a menos de 8 ms^{-1} en poco más de 10 km .

La aceleración de los vientos en superficie a lo largo de un valle ha sido estudiada ampliamente en el contexto de las tormentas de viento ladera abajo o *severe downslope winds* (Durrán, 1990). La primera aproximación es la teoría lineal de ondas internas de gravedad vista en la Sección 2.4, pero está limitada a perturbaciones de pequeñas amplitudes. Long (1953) propone un modelo que considera aspectos no lineales (ecuación de Long) y extiende la teoría para la comprensión de ondas de amplitud finita. El modelo de Long propone que existe una analogía entre los vientos ladera abajo y el problema del flujo de agua en un canal que acelera en la superficie posterior de un obstáculo lo cual termina generando un *salto hidráulico interno* cuando el flujo vuelve a la velocidad del ambiente. Sin embargo, el modelo de Long, al igual que la teoría lineal sigue siendo inconsistente cuando ocurren bloqueos topográficos del viento o se producen zonas de estancamiento^c (Lin, 2007). No obstante, la teoría lineal de ondas internas de gravedad y el *modelo hidráulico* de Long sientan las bases teóricas sobre la cual surgen tres nuevos modelos conceptuales para explicar altas intensidades de viento observadas en un evento bien documentado ocurrido en *Boulder, Colorado*, el 11 de enero de 1972 (Durrán, 1990).

En primer lugar, Klemp y Lilly (1975) rescatan la teoría lineal y proponen un modelo de multicapas, donde se asume que en cada capa la estabilidad (N) y el cizalle del viento (U_z) son constantes. El mecanismo de amplificación se asocia a reflexiones parciales de la energía de las ondas en cada interfase, que bajo condiciones bien particulares pero plausibles, logran superponerse constructivamente en la capa inferior aumentando la amplitud de las perturbaciones a nivel de superficie. En el mismo estudio, los autores enfatizan que la presencia de una inversión térmica ubicada sobre la cima de la montaña cumple un “rol fundamental” en la intensificación de fuertes vientos en la ladera a sotavento. Aspecto presente en el evento del 25 de febrero de 2015 como muestra la Figura 7.6.

En subsecuentes estudios, Clark y Peltier (1984) y Smith (1985) centran la atención en la importancia del desarrollo de un *nivel crítico*, región en la cual la velocidad de fase de la onda se iguala a la velocidad media del flujo: luego, la velocidad total del flujo es cero o incluso se revierte a ese nivel. Ambos coinciden

^bReinecke y Durrán (2008) a través de experimentos numéricos comparan dos métodos para estimar el bloqueo topográfico de una barrera usando el número de Froude para una estratificación más realista.

^cZonas de estancamiento son regiones al interior de un flujo donde la velocidad total se reduce a cero.

Figura 7.5: Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3). Líneas rojas señalan perfiles utilizados para cálculo del N. de Froude. Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

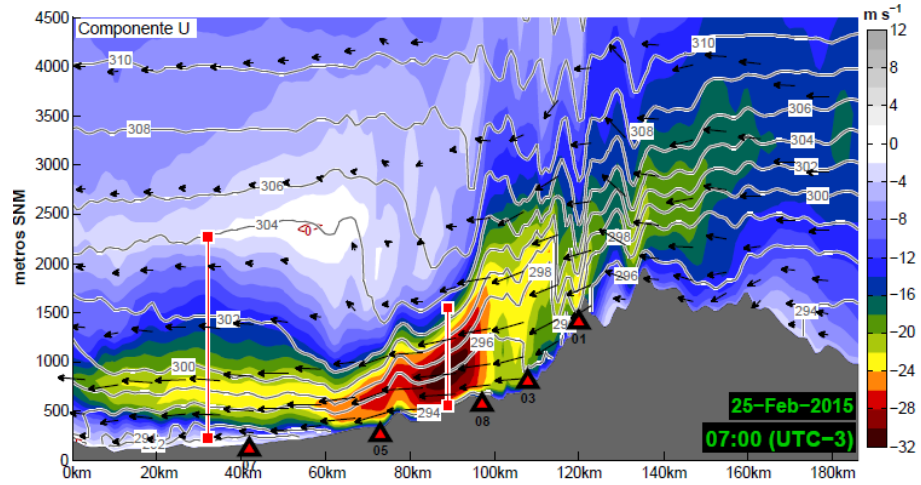
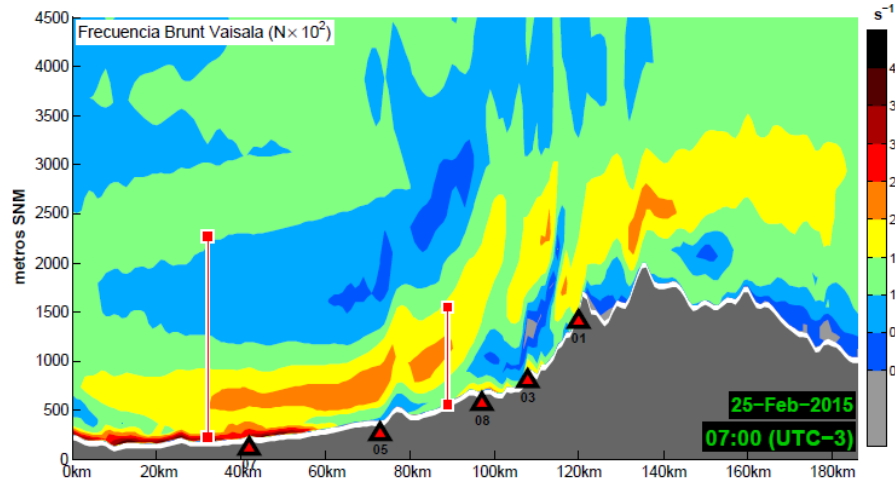


Figura 7.6: Frecuencia de Brunt-Vaisala ($N \times 10^2$) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3). Líneas rojas señalan perfiles utilizados para cálculo del N. de Froude. Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).



que la función de este *nivel crítico* consiste en atrapar la energía de las ondas de gravedad en la capa subyacente. El *nivel crítico* se ubica sobre una zona donde las ondas internas de gravedad alcanzan una amplitud tan grande que “rompen” en el sentido que las líneas de corriente y/o las iséntropas localmente se invierten generando una zona de fuerte mezcla turbulenta sobre la ladera a sotavento de la montaña.

Los mecanismos físicos sobre los cuales Clark y Peltier (1984) y Smith (1985) atribuyen la amplificación del viento en la capa subyacente a la zona de rompimiento de la onda, son diferentes. Por un lado, Clark y Peltier proponen que la alta turbulencia de la zona de rompimiento actúa como un perfecto reflector de energía atrapando (y amplificando) la onda en la delgada capa entre la superficie y el nivel crítico. Por otra parte, Smith utiliza el modelo hidráulico de Long y apela a que un flujo *subcrítico* aproximándose a la barrera acelera pendiente abajo luego de una transición a *supercrítico* en la parte alta de la montaña. Estas diferencias conducen a discrepancias en la altura requerida del *nivel crítico* para producir fuertes vientos de ladera (Durrán, 1990; Lin, 2007).

Sin embargo, no es el objetivo de este estudio ponderar cuál modelo conceptual aplica mejor para explicar los vientos observados aquí, sino mostrar evidencia que dichos mecanismos están presentes en la dinámica atmosférica en el valle del río Laja, cuando ocurren eventos de viento *Puelche* particularmente intensos.

En efecto, las Figuras 7.5 y 7.6 muestran la estructura vertical de la componente zonal del viento U y

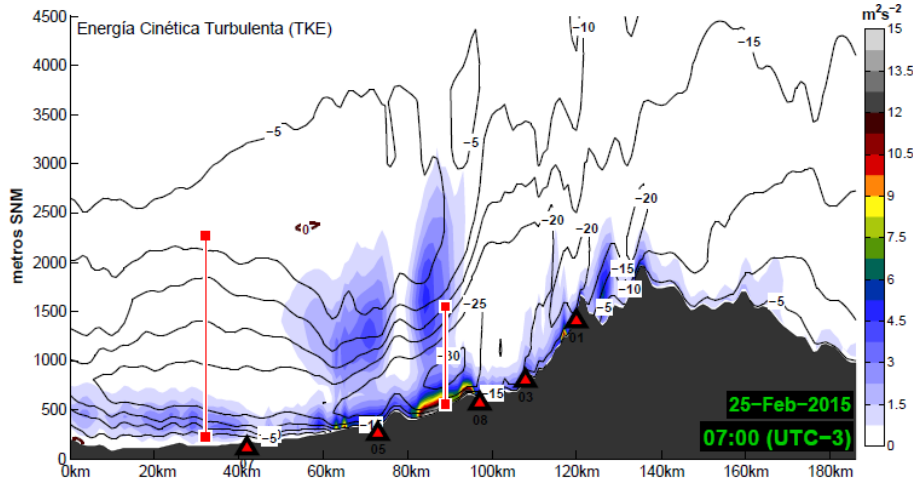


Figura 7.7: Energía cinética turbulenta (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3). Líneas rojas señalan perfiles utilizados para cálculo del N. de Froude. Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

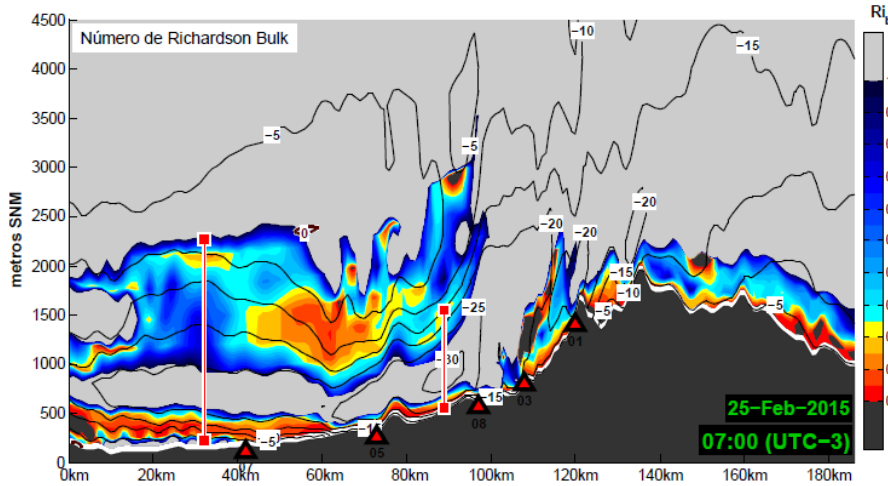


Figura 7.8: Número de *Richardson Bulk* (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 07:00 (UTC-3). Líneas rojas señalan perfiles utilizados para cálculo del N. de Froude. Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

la estratificación en términos de la *frecuencia de Brunt-Vaisala* N para una sección *ad-hoc* a lo largo del valle correspondiente al corte AA' en la Figura 7.3 para el evento del 25 de febrero de 2015 a las 07:00. La estructura vertical del viento es consistente con lo observado en superficie. El flujo acelera pendiente abajo hasta alcanzar un máximo que supera los 30 ms^{-1} sobre la zona **baja** del valle. El máximo del viento coincide con un apretamiento las curvas de temperatura potencial pendiente abajo, así como la desaceleración del flujo ocurre junto con una verticalización de las iséntropas sobre la planicie de la depresión intermedia.

La Figura 7.7 muestra dos núcleos de turbulencia^d ubicadas sobre la región de mayor intensidad del flujo en la zona **baja** del valle. Encima de la región turbulenta se observa una zona de estancamiento del flujo entre 2000 y 2500 m SNM (ver Figura 7.5), características asociadas al desarrollo de un *nivel crítico* tal como se describe en la literatura (e.g. Lin, 2007). Sobre este *nivel crítico* la amplitud de las perturbaciones en las iséntropas asociadas a la generación de ondas de gravedad producto de la topografía es menor que en la capa subyacente y decae con la altura.

Con el fin de confirmar que los rasgos observados en la estructura vertical del flujo muestran el “rompimiento” de una onda de gravedad en altura, la Figura 7.8 muestra zonas de estabilidad (e inestabilidad) del flujo respecto de los esfuerzos de cizalle en términos del *Número de Richardson bulk*:

^dEnergía cinética turbulenta: $\text{TKE} = (u'^2 + v'^2 + w'^2) / 2$

Definido como:

$$Ri_b = \frac{g \Delta\theta \Delta z}{\theta_o \left[(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2 \right]}. \quad (7.2)$$

Que corresponde a la forma discreta del *Número de Richardson* (Ri). En la sección 7.3.1 y 7.3.2 se discutirá su interpretación y lo que se dice respecto a si existe un umbral bajo (sobre) el cual un flujo se vuelve inestable (estable) producto de esfuerzos de corte. Por ahora, varios autores señalan que la zona de rompimiento de una onda de gravedad en altura se presenta donde el Ri cae por debajo del valor 0,25 (e.g. Clark y Peltier, 1984; Durran, 1990; Lin, 2007). Estas regiones son resaltadas con colores cálidos en la Figura 7.8. Justamente se observa que la zona turbulenta donde las iséntropas se verticalizan, bajo el *nivel crítico*, presenta valores de Ri_b menores a dicho umbral.

El análisis ha mostrado que el evento del 25 de febrero de 2015 se presentó con el rompimiento de una onda de gravedad en altura que pudo, según lo que establecen los modelos conceptuales revisados anteriormente, amplificar la intensidad del viento a nivel de superficie. Lo mismo se observa durante el evento del 13 de febrero de 2014 (ver Anexo B), pero no se observa durante el débil evento del 29 de enero de 2015 (ver Anexo C).

Por último, para establecer la naturaleza del flujo que acelera por la ladera del valle se calculó el *Número de Froude* F (ec. 7.1) en la sección vertical mostrada por la línea roja del centro en la Figura 7.5. El resultado en la sección del centro es $F \approx 1,6$, mostrando que el flujo alcanza una condición *supercrítica* durante su aceleración ladera abajo. Este hecho conceptualmente coincide con el modelo hidráulico de Smith (1985). De la misma manera, se calculó F en la sección vertical sobre la depresión intermedia lejos de la salida del valle mostrada por la línea roja a la izquierda de la Figura 7.5. El resultado en la sección alejada del valle es $F \approx 0,5$, mostrando una transición a *subcrítico* luego de la zona de desaceleración.

La referencia de la altura del flujo en cada sección vertical fue elegida arbitrariamente. Aproximadamente sigue la altura de la iséntropa 304 K. Se revisó el cálculo anterior variando la altura del flujo H entre los niveles *eta* superior e inferior del modelo de cada sección vertical: la interpretación no cambia ($F > 1$ en la sección central, $F < 1$ en la sección izquierda). Aún así, el resultado anterior debe ser considerado con precaución. Como advierte Durran (2003), el modelo hidráulico de Smith es mejor aplicarlo de manera cualitativa más que cuantitativamente por las dificultades de definir dinámicamente en *Número de Froude* en perfiles reales que no presentan una separación clara entre diferentes capas.

De todas maneras, como se comentó anteriormente, la desaceleración del flujo coincide con una drástica separación de las iséntropas y verticalización en la componente de velocidad del flujo como muestra la dirección de las flechas en la Figura 7.5. Sumado a la generación de energía cinética turbulenta (TKE) en la misma región y al cálculo de F en las secciones verticales, se presume que el flujo sufre una transición de *supercrítico* a *subcrítico* en la salida del valle, en la forma de un *salto hidráulico interno*, en conformidad con lo que se ha observado en una serie de experimentos numéricos relacionados. Una revisión de estos estudios se puede encontrar en Durran (1990) y Lin (2007).

7.3. Sobre la Erosión de la Capa Estable Superficial

En la presente sección se discute sobre el mecanismo físico, a través del cual, el núcleo de viento *Puelche* en altura es capaz de permear la capa estable subyacente en la zona baja del valle y producir el registro de viento del **este** en la superficie.

7.3.1. Inestabilidades y Generación de Turbulencia en la Atmósfera.

Básicamente, un flujo es estable o inestable dependiendo si perturbaciones introducidas localmente decaen hasta volverse inadvertibles con el tiempo o la distancia, o si estas crecen hasta cambiar la naturaleza del flujo irreversiblemente (Kundu, Cohen, y Downling, 2012).

El concepto de estabilidad dinámica de un flujo fue explorado primeramente por O. Reynolds en 1883, quien observó que flujos viscosos generalmente caían en dos estados, *laminar* o *turbulento*, dependiendo si se excedía o no un valor crítico de la razón $Re = UL/\nu$, donde ν es la viscosidad dinámica del fluido, U y L la velocidad y escala horizontal, respectivamente. Los flujos *turbulentos* se caracterizan por favorecer la mezcla y difusión de momentum y calor, entre otras cosas (Kundu et al., 2012).

Aún en flujos no viscosos, existen mecanismos que pueden contribuir a la producción o mantención de *turbulencia* dentro de un flujo en forma anexa al concepto de estabilidad dinámica de Reynolds. Uno de esos mecanismos proviene del concepto de estabilidad o inestabilidad estática. En la atmósfera corresponde a si el movimiento vertical turbulento de las parcelas de aire en una capa es reprimido o intensificado por las fuerzas de boyantés que surgen del desbalance de densidades de la parcela con el ambiente. Cuantitativamente, la estabilidad estática depende del signo de la relación: $N^2 = (g/\theta) (\partial\theta/\partial z) \cong - (g/\rho) (\partial\rho/\partial z)$.

Esfuerzos de corte o cizalle producto de fuertes discontinuidades en el perfil de velocidad entre diferentes capas, también contribuyen a la desestabilización del flujo. *Inestabilidades de Kelvin-Helmholtz* se le llama a un tipo particular de inestabilidad que se da en un medio estáticamente estable en la interfase de dos capas horizontales que se mueven a diferentes velocidades. Cuando el efecto desestabilizador del cizalle vertical se sobrepone al efecto estabilizador de la estratificación se desarrollan ondas en la interfase que, producto de las fuerzas inducidas por las perturbaciones de presión, tienden progresivamente a aumentar de amplitud hasta modificar irreversiblemente la vecindad de la interfase. Las perturbaciones provocadas por la *inestabilidad de Kelvin-Helmholtz* evolucionan hasta suavizar los gradientes entre las diferentes capas, permitiendo el transporte de momentum, calor y humedad en el caso de la atmósfera aún cuando la estratificación sea importante. (Kundu et al., 2012; Arya, 2001).

No es fácil identificar el origen de la *turbulencia*, pero una vez que está plenamente desarrollada en el sentido que las propiedades estadísticas de la turbulencia alcanzan un estado estable, los mecanismos comentados anteriormente proveen una manera eficiente de convertir energía cinética o potencial del flujo medio en *energía cinética turbulenta* (TKE). La tendencia de la TKE para una parcela de aire (o elemento de fluido) será el balance entre: los mecanismos de producción boyancia (B) y cizalle (S), el transporte turbulento de TKE (T_r) y disipación (D) que resulta de la conversión de energía cinética turbulenta en calor, i.e. (Arya, 2001):^e

$$\frac{D}{Dt}(TKE) = S + B + T_r - D. \quad (7.3)$$

El cizalle del viento (S) normalmente es positivo en la ecuación (7.3) y contribuye en la producción de TKE , mientras que el término relacionado a la boyancia va a contribuir o a inhibir la producción

^eUna versión más completa de la ecuación 7.3 se puede encontrar en Arya, 2001, ec. 9.10.

de TKE , dependiendo la estabilidad estática de la capa. En una atmósfera estáticamente estable, la mantención de la *turbulencia* va a estar ligada al balance relativo entre estos dos mecanismos. La razón entre las fuerzas de la estratificación y las del esfuerzo mecánico del cizalle del viento para la producción de TKE , da origen al parámetro adimensional llamado *Número de Richardson Gradiente*.^f

$$Ri = \frac{N^2}{U_z^2 + V_z^2}. \quad (7.4)$$

7.3.2. El Número de Richardson Crítico.

En una atmósfera estáticamente estable, la estratificación actúa oponiéndose a la producción de TKE generada por el cizalle del viento, resultando según el caso, en un decaimiento o debilitamiento del estado turbulento del flujo. Un problema fundamental en la dinámica de flujos estratificados sometidos a cizalle vertical está asociado a la existencia de algún umbral sobre (bajo) el cual la turbulencia es suprimida (iniciada). Una larga lista de trabajos tanto teóricos como experimentales han puesto sus esfuerzos en la determinación de un valor crítico del Ri (Número de Richardson Crítico Ri_c), a partir del cual el flujo sufre una transición de *laminar* a *turbulento* y vice versa. Una discusión completa y actualizada en esta materia se puede encontrar en Grachev, Andreas, Fairall, Guest, y Persson (2013, ver su sección 4.2).

A modo de resumen, Miles (1961) logró probar teóricamente que el requisito para la estabilidad es un $Ri > 1/4$. Inmediatamente después, Howard (1961) generalizó la prueba de Miles para un flujo de Bousinesq 2-dimensional estacionario y no viscoso. Luego, Scotti y Corcos (1972) verifican experimentalmente la existencia del Ri_c obteniendo $\approx 0,22$ como valor. En consecuencia se adoptó popularmente el valor $Ri_c = 0,25$ como una guía útil para predecir inestabilidad en una capa estable producto del cizalle (Kundu et al., 2012).

No obstante, una serie de trabajos posteriores mostraron que la turbulencia no desaparece cuando el Ri se incrementaba por sobre 0,25. En virtud del amplio rango de valores propuestos como Ri_c , se propone que ocurre un fenómeno de *hysteresis* en el cual al ir aumentando el Ri , un flujo turbulento se vuelve *no-turbulento* recién cuando $Ri > 1$; mientras que al disminuir Ri un flujo *no-turbulento* se vuelve turbulento cuando $Ri < Ri_c \approx 0,20 - 0,25$ (Nilsson, 1996). Un estudio reciente propone un método para incluir este fenómeno en los actuales modelos numéricos de capa límite (McTaggart-Cowan y Zadra, 2015).

Hasta ahora no hay consenso categórico respecto a la existencia y ni menos el valor de Ri_c . Incluso Galperin, Sukoriansky, y Anderson (2007), en base a nueva evidencia, sugiere evitar el uso del Ri como criterio para la extinción de la turbulencia. Grachev et al. (2013) habla que: en el sentido canónico, el Ri_c como umbral para la supresión de la turbulencia no existe, porque la turbulencia nunca desaparece para $Ri > 0,25$ y no hay ninguna evidencia que la estratificación cause una transición hacia un estado *laminar* del flujo. Aún así, coincidentemente, muestran que $Ri \approx 0,20 - 0,25$ es un punto de inflexión que separa turbulencia con propiedades completamente diferentes.

Más allá de la discusión sobre este asunto, la parametrización de la capa límite escogida para las simulaciones de los eventos de viento *Puelche* del presente estudio (ver Tabla 6.1) sí utiliza el $Ri_c = 0,25$ como umbral bajo el cual se produce un crecimiento del TKE en la zona afectada por inestabilidades de Kelvin-Helmholtz (Nakanishi, 2000; Nakanishi y Niino, 2004).

En el análisis subsiguiente se utilizó el criterio del $Ri_c < 0,25$ para explicar la generación de turbulencia

^fMás precisamente la razón entre B y S de la ec. (7.3) se conoce como el *Número flujo de Richardson* Rf , y la relación con Ri es a través del *Número de Prandtl turbulento* Pr_t en la forma: $Ri = Pr_t \cdot Rf$. (Kundu et al., 2012, ec. 12.109)

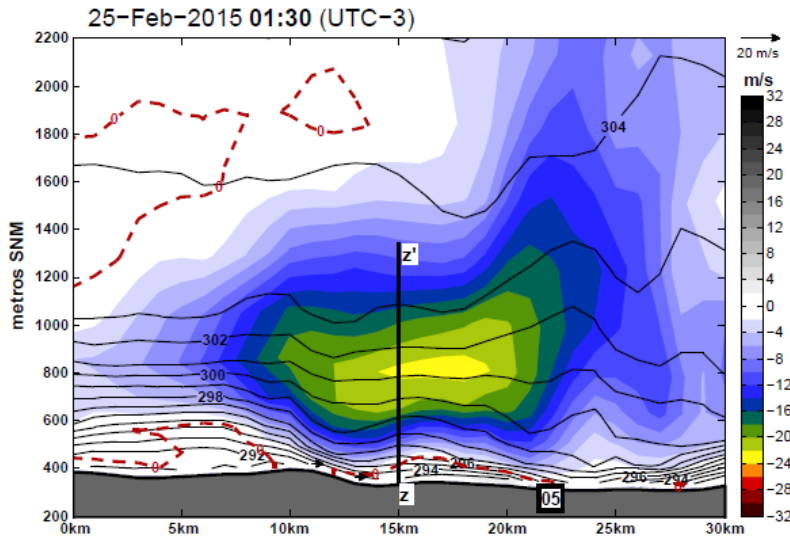


Figura 7.9: Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección bb' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 01:30 (UTC-3). Velocidad cero se muestra en contorno segmentado rojo. Se grafica la topografía (gris) y las estación (05) Carmen (cuadrado blanco).

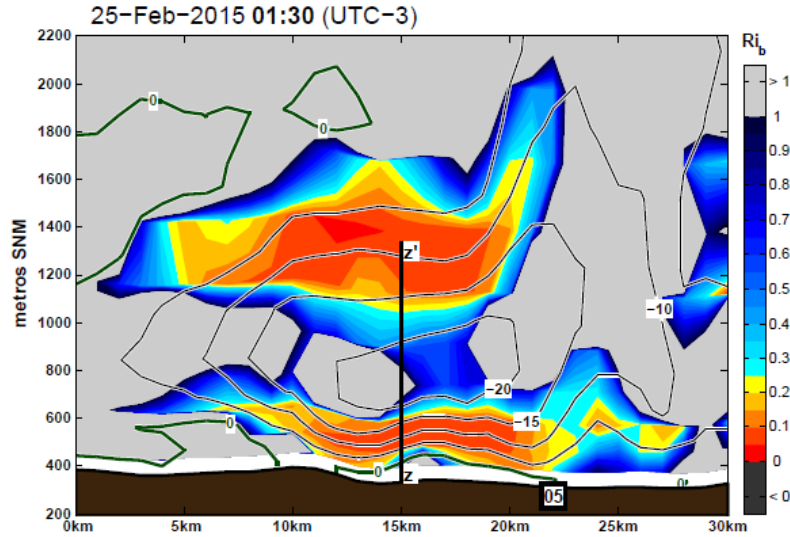


Figura 7.10: Número de *Richardson Bulk* y componente zonal del viento (contornos) en la sección bb' de la Figura 7.3 para el 25 de febrero de 2015, 01:30 (UTC-3). Velocidad cero se muestra en contorno verde. Se grafica la topografía (gris) y las estación (05) Carmen (cuadrado blanco).

en la capa entre el suelo y el núcleo del viento en la zona baja del valle, en vista que los datos disponibles para el análisis provienen justamente de cómo el modelo numérico WRF resuelve la propagación de momentum a través de la capa estable superficial.

7.3.3. Interacción del flujo con la Capa Estable Superficial.

Con el fin de examinar la interacción del viento este con la capa estable nocturna desarrollada en la zona baja del valle, las Figuras 7.9 y 7.10 muestran la estructura vertical del flujo en términos de la componente zonal del viento, la temperatura potencial y el Ri_b en la zona marcada por la sección transversal bb' indicada en la Figura 7.3. Además, la Figura 7.11 corresponde a la evolución temporal de las mismas variables incluido el TKE en el perfil zz' , ubicado en punto de intersección entre las secciones AA' y bb' .

En primer lugar, volviendo a la Figura 7.7, se puede observar que entre la altura de máxima velocidad del viento y el suelo, se produce una capa que muestra valores de TKE incluso por sobre $6 m^2 s^{-2}$ a lo largo de todo el perfil en la ladera de sotavento. Particularmente, hacia el oeste de la estación (05) Carmen

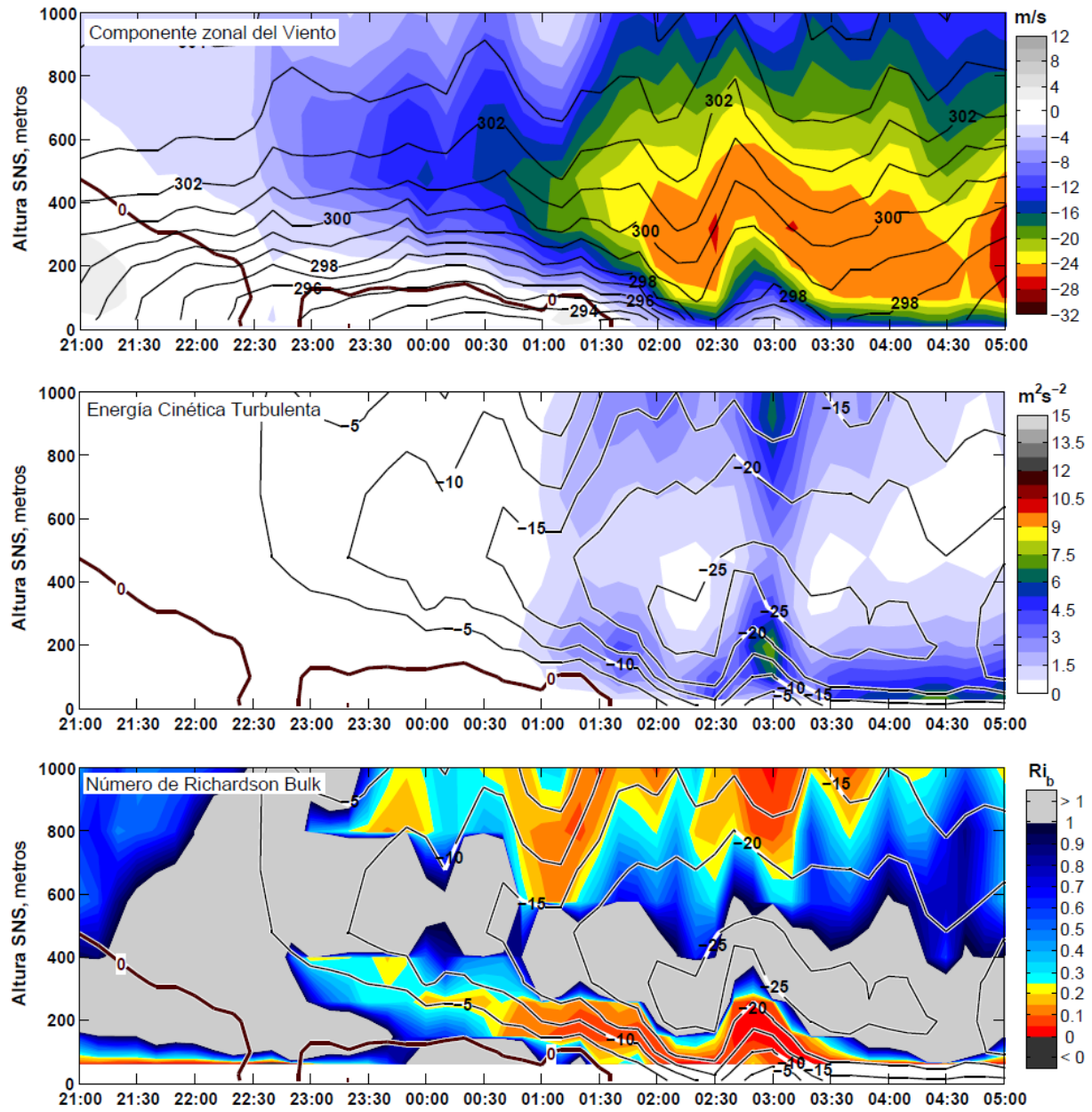


Figura 7.11: Diagrama hovmöller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento y Temperatura Potencial (arriba), Energía Cinética Turbulenta y Componente zonal del viento (medio) y N.de Richardson bulk y Componente zonal del viento (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 24-25 de febrero 2015 (UTC-3).

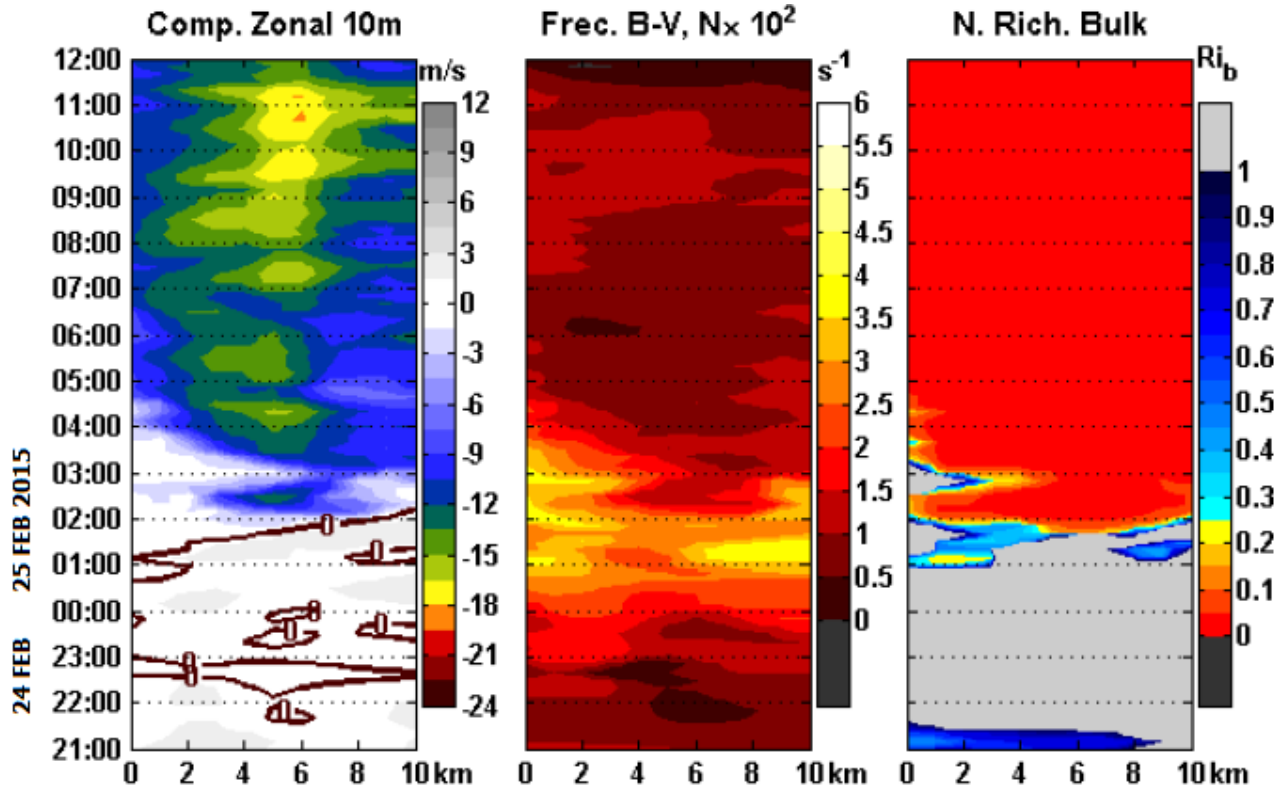


Figura 7.12: Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 03.

(hacia la izquierda en el perfil AA') el núcleo del viento *Puelche* se levanta, mientras que se observa una capa altamente estratificada pegada al suelo, zona donde aún el viento del **este** no se ha registrado en la superficie. En particular, la franja horizontal alta en TKE que se encuentra bajo el núcleo de viento del **este** (Figura 7.7) también muestra valores de Ri por debajo del valor crítico 0,25 como se aprecia en la Figura 7.8.

La estructura transversal del flujo mostrada en las Figuras 7.9 y 7.10 confirman algunas características ya señaladas anteriormente. Se observa un núcleo de viento del **este** particularmente intenso alineado con la salida del valle. El grosor medio del flujo a las 01:30 (UTC-3) del 25 de febrero de 2015 es de $\approx 20\text{km}$ con el núcleo ubicado a $\sim 400\text{m}$ de altura respecto al suelo. La hora a la cual es presentada las Figuras 7.9 y 7.10 corresponde al momento antes de la intensificación del viento del **este** observado en (05) *Carmen* (ver Tabla 6.2). Se aprecia una fuerte estratificación de la capa subyacente al núcleo del viento, mientras que valores bajos de Ri podrían estar indicando la presencia de inestabilidades de Kelvin-Helmholtz en el tope de la capa nocturna superficial.

En efecto, la Figura 7.11, panel abajo, muestra una zona de $Ri < 0,25$ formándose bajo el núcleo del flujo a partir de las 00:00 (UTC-3) a $\sim 200\text{m}$ SNS. El grosor de la capa de $Ri < Ri_c$ gradualmente crece hasta que la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz se desarrolla, momento que es acompañado por un repentino aumento de TKE en la misma zona minutos antes de las 01:00 (UTC-3). El aumento en el grosor de la capa con $Ri < 0,25$ ocurre en conjunto con la intensificación del cizalle vertical. El núcleo del viento baja hasta producir la señal del viento **este** en superficie a partir de las 01:50 (UTC-3) y la situación se estabiliza pasado las 03:00 con una capa superficial débilmente estratificada, valores bajos

de Ri y alta turbulencia en superficie.

Entonces, lo propuesto hasta aquí es que el viento en altura debe alcanzar una intensidad tal que el cizalle vertical someta la capa estable superficial a una situación inestable, en términos que la producción de turbulencia por esfuerzo mecánico supere el efecto estabilizador de la estratificación (inestabilidad de Kelvin-Helmholtz). Dicho momento es detectado por el modelo WRF cuando el Ri cae por debajo del $Ri_c = 0,25$ de acuerdo a lo descrito por [Nakanishi \(2000\)](#); [Nakanishi y Niino \(2004\)](#).

Para completar la discusión sobre el debilitamiento de la estratificación en superficie junto con la propagación de momentum horizontal a través de la capa estable, la Figura 7.12 muestra un diagrama hovmoller de la sección bb' de la componente zonal del viento a 10 m , la frecuencia de Brunt-Vaisala N y el Ri (válidos a $\sim 50\text{ m}$ del suelo por efecto de la diferenciación finita). Se observa un aumento de la estratificación a partir de las 23:00 del 24 de febrero de 2015, que junto con valores altos de Ri garantizan la estabilidad estática de la capa a esta altura. La situación cambia drásticamente poco antes de las 02:00 cuando se alcanza el $Ri_c = 0,25$. Antes de las 03:00 el gradiente vertical de temperatura potencial se ha debilitado producto de la mezcla turbulenta originada por las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz. Esta situación es favorable para los flujos turbulentos de momentum hacia la superficie. En un principio, el viento **este** se presenta en ráfagas y la intensidad se hace más estable con el pasar de las horas.

Capítulo 8

Conclusiones

El presente trabajo consistió en el estudio de tres eventos de viento *Puelche* de verano, ocurridos el 13 de febrero de 2014, el 29 de enero de 2015 y el 25 de febrero de 2015, que afectaron la zona geográfica referida como valle del río Laja ($37^{\circ}20' S$). El objetivo general fue: identificar el mecanismo que controla la intensificación del viento del **este** en superficie en la zona baja del valle.

Con datos de siete estaciones meteorológicas de la red instalada en torno al valle del río Laja (Tabla 4.1), más los datos de radiosondeos obtenidos durante la campaña de enero de 2015 (ver sección 4.2.2) se logró la caracterización de condiciones meteorológicas observadas durante los tres eventos de viento *Puelche*. La zona **alta** y **media** del valle mostraron algunas características típicas de un viento tipo *foehn*: la intensificación del viento en la dirección **este** (valle abajo), un rápido aumento en la temperatura del aire (alza en promedio $> 7^{\circ}C$ en $\sim 30 min$), acompañado por una drástica caída en el contenido de vapor de agua. Respecto a los ciclos diarios de temperatura, durante el primer día de los eventos 01 y 03, se observó la inhibición del calentamiento diabático diurno y del enfriamiento radiativo nocturno en estaciones ubicadas en la zona **alta** y **media**. Mientras que en la zona **baja** y **fuera** del valle, por el contrario, se observó un aumento de la amplitud del ciclo diario producto de condiciones descritas como *foehn-clearance*.

La zona **baja** y **fuera** mostraron una caída de la presión superficial durante el desarrollo de los eventos, relacionado a la formación de una *vaguada costera*. La culminación de la *vaguada*, i.e. momento cuando se alcanza el mínimo de anomalía de presión en superficie, marcó el cese del viento del **este** sólo en los eventos del 29 de enero y el 25 de febrero de 2015. El evento del 13 de febrero de 2014, en cambio, perduró por más de 7 horas en la zona **baja** y por más de 41 horas en la zona **alta** después de registrado el mínimo de presión en la estación **fuera** del valle. Teniendo en cuenta que la altura de los pasos montañosos en torno al valle del río Laja apenas superan los 1600 m SNM, se discutió como factor distintivo el rol del gradiente zonal de presión desarrollado una vez que el núcleo de alta presión migratorio afecta el lado argentino de los Andes y la *vaguada costera* se desarrolla en el lado **oeste** de la cordillera, que contribuiría, en algunos eventos, a la prolongación del viento del **este** dentro del valle.

Los tres eventos fueron simulados con el modelo atmosférico regional *Weather Research and Forecasting model* (WRF ARW-v3.5). El dominio de mayor resolución horizontal ($1 \times 1 km$) mostró que el modelo WRF, con la parametrización escogida, fue capaz de reproducir los eventos en términos de la intensidad y dirección del viento observadas en los diferentes puntos del valle. El desempeño del modelo se evaluó respecto al registro de las estaciones meteorológicas *in-situ*. En promedio, la intensidad del

viento en superficie (U y V a 10 m) obtuvo un $\text{RMSE} = 3,3\text{ ms}^{-1}$, y sólo la componente zonal obtuvo $\text{RMSE} = 2,9\text{ ms}^{-1}$. La mayor parte del RMSE de la componente zonal U provino de errores de fase (59,5 % del valor total) producto principalmente que el modelo adelantó el **inicio** del viento del **este** en superficie $5,3\text{ horas}$ en promedio y retrasó el cese por $1,7\text{ horas}$. Entre otros factores que contribuyen al error se observó que, al comparar con los radiosondeos del 29 de enero de 2015, el modelo subestimó la estratificación de la capa bajo los $\sim 500\text{ m}$ SNS, situación que favorece la difusión turbulenta de momentum horizontal hacia la superficie.

Aún con los problemas de fase, el modelo atmosférico WRF logró simular el retraso observado en el **inicio** del viento del **este** de la zona **baja** respecto a la zona **alta**. Esto permitió estudiar la interacción del flujo en altura con la capa límite nocturna en la zona **baja** del valle. Se vio que el progresivo aumento en el cizalle vertical del viento dentro de los primeros $\sim 500\text{ m}$, somete a la capa subyacente a una situación inestable ($Ri < Ri_c = 0,25$) cuando el esfuerzo mecánico del cizalle se sobrepone al efecto estabilizador de la estratificación. En la zona donde el Ri cae por debajo del $Ri_c = 0,25$, se produce un repentino aumento de la *energía cinética turbulenta* (TKE) debido a la mezcla turbulenta provocada por las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz. La estratificación se debilita y flujos turbulentos de momentum son capaces de producir ráfagas de viento del **este** en superficie. Durante los eventos del 13 de febrero de 2014 y el 25 de febrero de 2015, se observó este mecanismo actuando previo al registro del viento **este** en superficie. Sin embargo, durante el débil evento del 29 de enero de 2015, se observa que el cizalle vertical no fue suficiente para producir mezcla en la capa subyacente y no se registró viento **este** en superficie.

Otra diferencia se observó en base a la dinámica de mesoescala asociada a la interacción del flujo con la geografía del valle del río Laja. Durante los eventos más intensos del 13 de febrero de 2014 y el 25 de febrero de 2015 el modelo WRF reprodujo el rompimiento de una onda de gravedad en altura acusado por la verticalización de las iséntropas y la producción de turbulencia en una región inestable ($Ri < 0,25$) sobre la zona **baja** del valle. Por otra parte, se discutió la generación de un *salto hidráulico interno* que desacelera el flujo tras la transición de *supercrítico* a lo largo del valle ($F \approx 1,6$) a *subcrítico* en la llegada del flujo a la depresión intermedia ($F \approx 0,5$).

A escala sinóptica, los tres eventos responden a la dinámica asociada a una dorsal en altura, observada en la isóbara 500 hPa , acercándose a la costa **sur-oeste** de Sudamérica. El día que se observó el **inicio** del viento del **este** en el valle del río Laja, para los tres eventos coincidió con el posicionamiento del anticiclón migratorio en el extremo austral del continente Sudamericano, distinguido como una anomalía positiva de altura geopotencial de la isóbara 950 hPa bajo la zona pre-dorsal. El evento de menor intensidad y duración fue el del 29 de enero de 2015 que estuvo asociado a forzantes sinópticos débiles en términos de la magnitud de los gradientes meridionales y zonales de presión. La principal diferencia constatada entre los eventos es que la longitud de la onda en altura previo al 29 de enero de 2015 fue más corta en relación a los otros dos eventos.

En conclusión, las hipótesis de este estudio fueron confirmadas. Sin embargo, la caracterización de la dinámica de mesoescala que opera en los eventos más intensos de viento *Puelche* require un estudio más profundo y detallado de lo que se logró en el presente trabajo. Hasta aquí se mostró evidencia que la geografía del valle del río Laja permite condiciones propicias para que mecanismos que amplifican el viento en superficie se desarrollen y contribuyan a extender el alcance horizontal que tiene la señal del viento del **este** a nivel del suelo producto de la erosión efectiva de la capa estable superficial.

Referencias

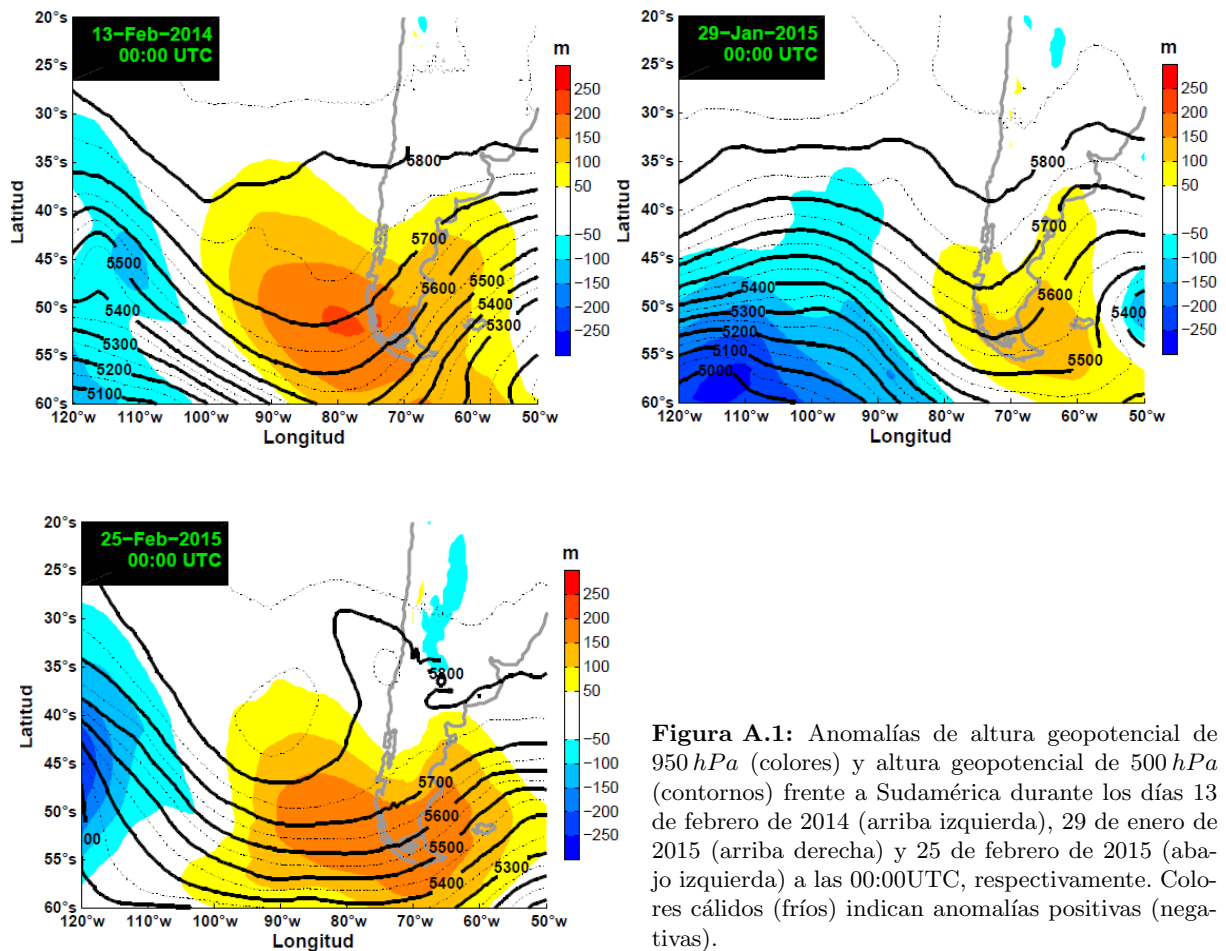
- Arya, P. S. (2001). *Introduction to Micrometeorology* (Vol. 79). Academic press.
- Beljaars, A. (1995). The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(522), 255–270.
- Chin, H., Glascoe, L., Lundquist, J., y Wharton, S. (2010). Impact of WRF physics and grid resolution on low-level wind prediction: towards the assessment of climate change impact on future wind power. En *Symp. on Computational Wind Engineering Symp. (Chapel Hill, NC, May 2010)*.
- Christakis, N., Katsaounis, T., Kossioris, G., y Plexousakis, M. (2014). On the Performance of the WRF Numerical Model over Complex Terrain on a High Performance Computing Cluster. En *High Performance Computing and Communications, 2014 IEEE 6th Intl Symp on Cyberspace Safety and Security, 2014 IEEE 11th Intl Conf on Embedded Software and syst (HPCC, CSS, ICESS), 2014 IEEE Intl Conf on* (pp. 298–303).
- Clark, T., y Peltier, W. (1984). Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(21), 3122–3134.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077–3107.
- Durran, D. (1990). Mountain waves and downslope winds. *Meteorological Monographs*, 23.
- Durran, D. (2003). Downslope winds. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 644–650.
- Galperin, B., Sukoriansky, S., y Anderson, P. S. (2007). On the critical Richardson number in stably stratified turbulence. *Atmospheric Science Letters*, 8(3), 65–69.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22(22), 3–11.
- Garreaud, R. D., y Muñoz, R. C. (2005). The low-level jet off the west coast of subtropical South America: Structure and variability. *Monthly Weather Review*, 133(8), 2246–2261.
- Garreaud, R. D., y Rutllant, J. (2003). Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Numerical simulation of a typical case. *Monthly Weather Review*, 131(5), 891–908.
- Garreaud, R. D., Rutllant, J., y Fuenzalida, H. (2002). Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 130(1), 75–88.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), 180–195.
- Grachev, A. A., Andreas, E. L., Fairall, C. W., Guest, P. S., y Persson, P. O. G. (2013). The critical Richardson number and limits of applicability of local similarity theory in the stable boundary layer. *Boundary-layer meteorology*, 147(1), 51–82.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology* (Vol. 56). Academic press.
- Hoinka, K. P. (1985). What is a foehn clearance? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66(9), 1123–1132.

- Holton, J. R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88). Amsterdam [etc.]: Elsevier Academic Press.
- Horvath, K., Korachin, D., Vellore, R., Jiang, J., y Belu, R. (2012). Sub-kilometer dynamical downscaling of near-surface winds in complex terrain using WRF and MM5 mesoscale models. *J. Geophys. Res.*, 117(D11111), 1–19. doi: 10.1029/2012JD017432
- Howard, L. N. (1961). Note on a paper of John W. Miles. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(04), 509–512.
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., y Guevara, E. (2008). *Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT)*.
- Jiménez, P. A., González-Rouco, J. F., García-Bustamante, E., Navarro, J., Montávez, J. P., de Arellano, J. V.-G., ... Muñoz-Roldan, A. (2010). Surface wind regionalization over complex terrain: Evaluation and analysis of a high-resolution WRF simulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(2), 268–287.
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170–181.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Monogr.*, 10(32), 88 pp.
- Klemp, J., y Lilly, D. (1975). The dynamics of wave-induced downslope winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(2), 320–339.
- Kundu, P., Cohen, I., y Downling, D. (2012). *Fluid Mechanics* (5.^a ed.). Waltham, MA: Academic Press.
- Lin, Y.-L. (2007). *Mesoscale dynamics*. Cambridge University Press.
- Long, R. (1953). Some aspects of the flow of stratified fluids: I. A theoretical investigation. *Tellus*, 5(1), 42–58.
- McTaggart-Cowan, R., y Zadra, A. (2015). Representing Richardson number hysteresis in the NWP boundary layer. *Monthly Weather Review*, 143(4), 1232–1258.
- Miles, J. W. (1961). On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(04), 496–508.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., y Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682.
- Monin, A., y Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151, 163–187.
- Muñoz, R. C., y Garreaud, R. D. (2005). Dynamics of the low-level jet off the west coast of subtropical South America. *Monthly weather review*, 133(12), 3661–3677.
- Murphy, A. H. (1988). Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly weather review*, 116(12), 2417–2424.
- Nakanishi, M. (2000). Large-eddy simulation of radiation fog. *Boundary-layer meteorology*, 94(3), 461–493.
- Nakanishi, M., y Niino, H. (2004). An improved Mellor–Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Boundary-layer meteorology*, 112(1), 1–31.
- Nakanishi, M., y Niino, H. (2006). An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 119(2), 397–407.
- National Centers for Environmental Prediction, N. U. D. o. C., National Weather Service. (2000). *NCEP*

- FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999*. Boulder CO: Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. doi: 10.5065/D6M043C6
- Nilsson, E. D. (1996). Planetary boundary layer structure and air mass transport during the International Arctic Ocean Expedition 1991. *Tellus B*, 48(2), 178–196.
- Norte, F. A. (1988). *Características del viento Zonda en la Región de Cuyo*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires: 255 p.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary Layer Climates* (2.^a ed.). Routledge.
- Papanastasiou, D., Melas, D., y Lissaridis, I. (2010). Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model. *Atmospheric Research*, 98(1), 102–117.
- Pizarro, J., y Montecinos, A. (2000). Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. En *Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography* (pp. 278–279).
- Reinecke, P. A., y Durran, D. R. (2008). Estimating topographic blocking using a Froude number when the static stability is nonuniform. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(3), 1035–1048.
- Rögnvaldsson, Ó., Bao, J.-W., Ágústsson, H., y Ólafsson, H. (2011). Downslope windstorm in Iceland—WRF/MM5 model comparison. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(1), 103–120.
- Rutllant, J., y Garreaud, R. D. (2004). Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical andes. *Monthly Weather Review*, 132(2), 611–622.
- Scorer, R. (1949). Theory of waves in the lee of mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(323), 41–56.
- Scotti, R., y Corcos, G. (1972). An experiment on the stability of small disturbances in a stratified free shear layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 52(03), 499–528.
- Skamarock, W., B. Klemp, J., Dudhia, J., O. Gill, D., M. Barker, D., G. Duda, M., ... G. Powers, J. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3* (n.^{os} NCAR/TN-475+ STR). Boulder, CO: Mesoscale and Microscale Meteorology Division of the National Center for Atmospheric Research.
- Smith, R. (1979). The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, 21, 87–230.
- Smith, R. (1985). On severe downslope winds. *Journal of the atmospheric sciences*, 42(23), 2597–2603.
- Stanley, B. G., Grell, G. A., Brown, J. M., Smirnova, T. G., y Bleck, R. (2004). Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic-terrain-following coordinate model. *Monthly Weather Review*, 132(2), 473–494.
- Steinhoff, D. F., Bromwich, D. H., y Monaghan, A. (2013). Dynamics of the foehn mechanism in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica from Polar WRF. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(675), 1615–1631.
- Trenberth, K. E. (1991). Storm tracks in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(19), 2159–2178.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (3.^a ed., Vol. 100). Academic Press.

Anexo A

Cuadro Sinóptico: Anomalías



Anexo B

Simulación evento 13/Feb/2014

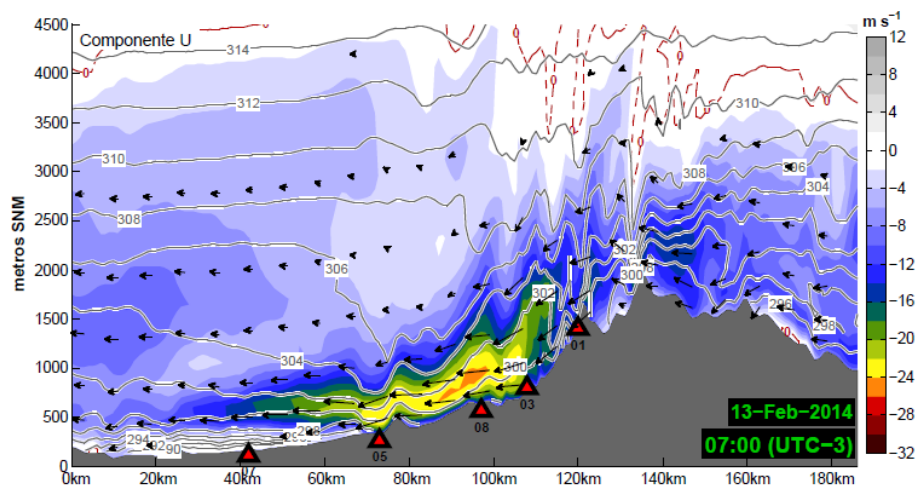


Figura B.1: Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 13 de febrero de 2014, 07:00 (UTC-3). Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

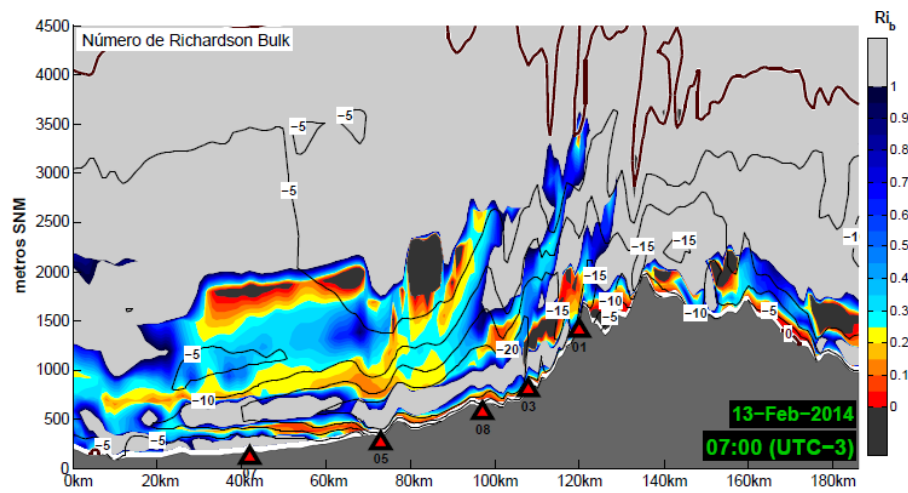


Figura B.2: Número de *Richardson Bulk* (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 13 de febrero de 2014, 07:00 (UTC-3). Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

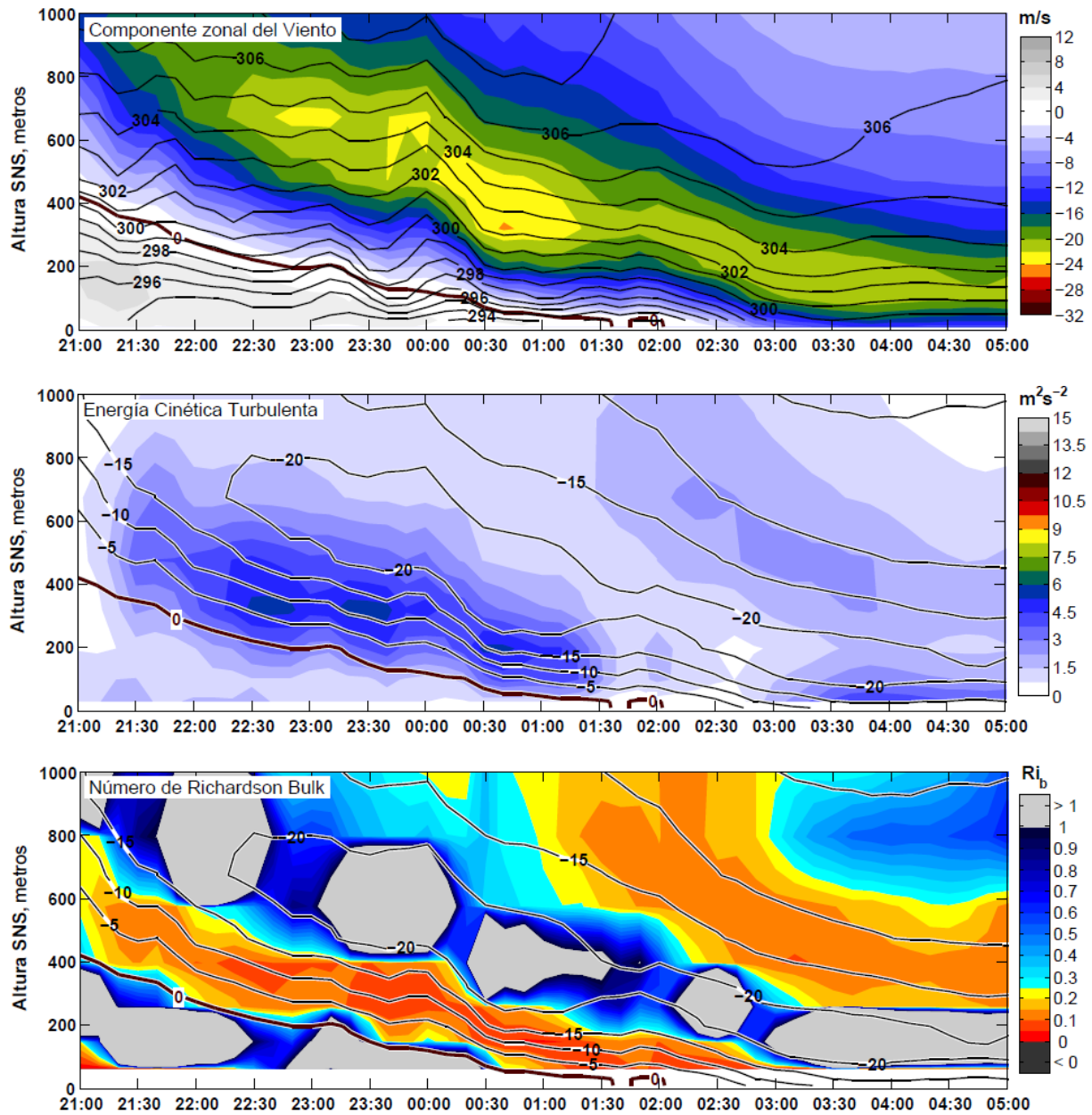


Figura B.3: Diagrama hovmöller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento y Temperatura Potencial (arriba), Energía Cinética Turbulenta y Componente zonal del viento (medio) y N.de Richardson bulk y Componente zonal del viento (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 12-13 de febrero 2014 (UTC-3).

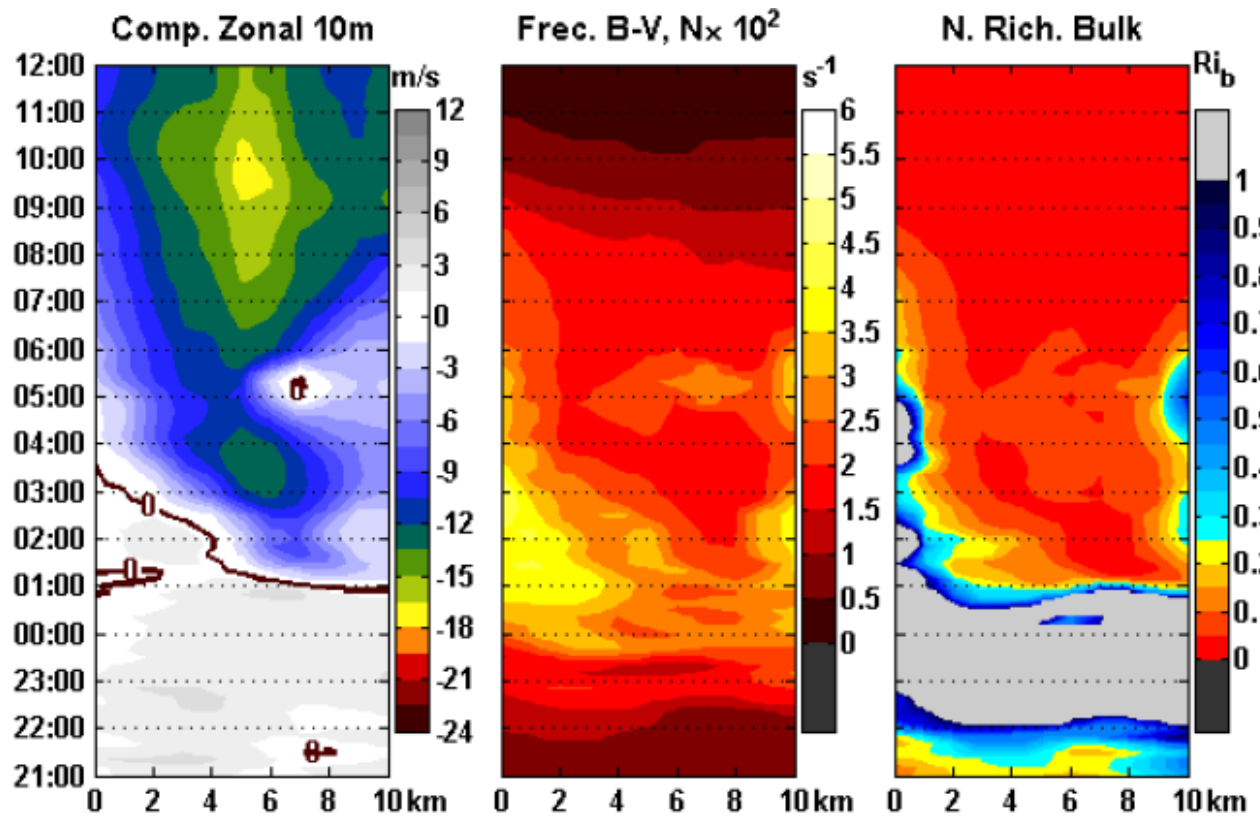


Figura B.4: Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 01.

Anexo C

Simulación evento 29/Ene/2015

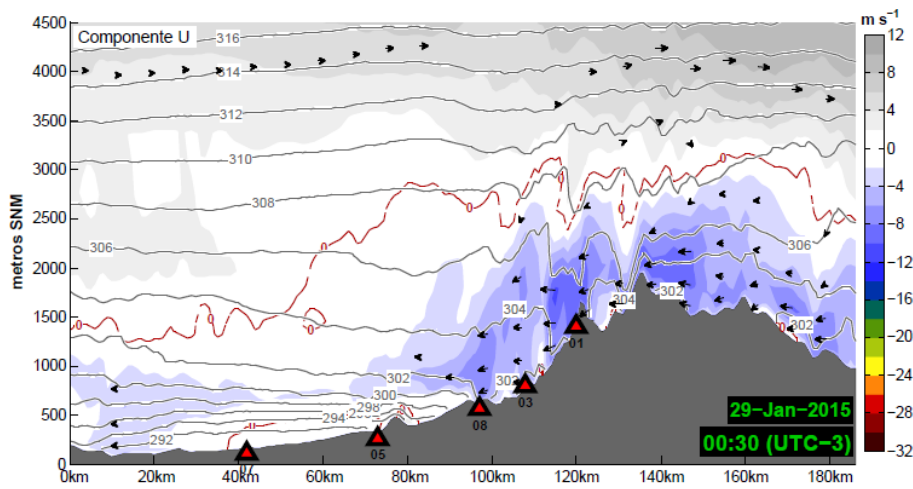


Figura C.1: Componente zonal del viento (colores) y temperatura potencial (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 29 de enero de 2014, 00:30 (UTC-3). Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

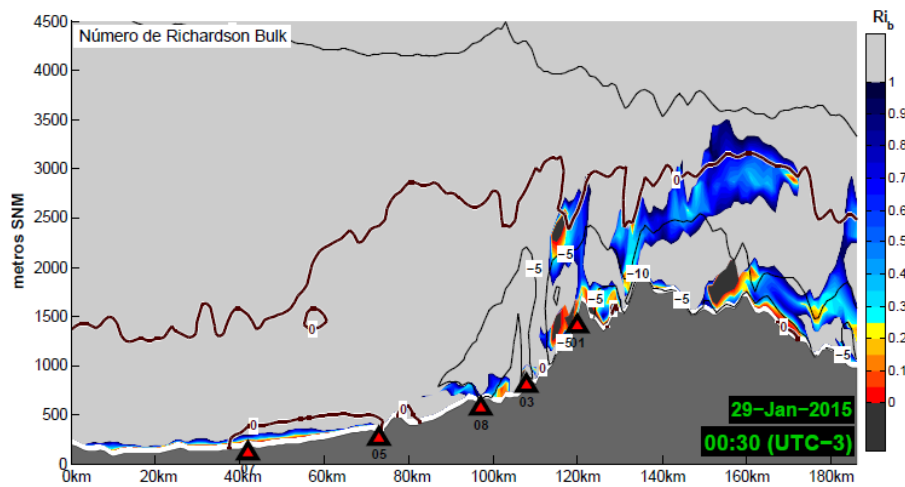


Figura C.2: Número de *Richardson Bulk* (colores) y componente zonal del viento (contornos) en la sección AA' de la Figura 7.3 para el 29 de enero de 2014, 00:30 (UTC-3). Se grafica la topografía (gris) y las estaciones (triángulos rojos).

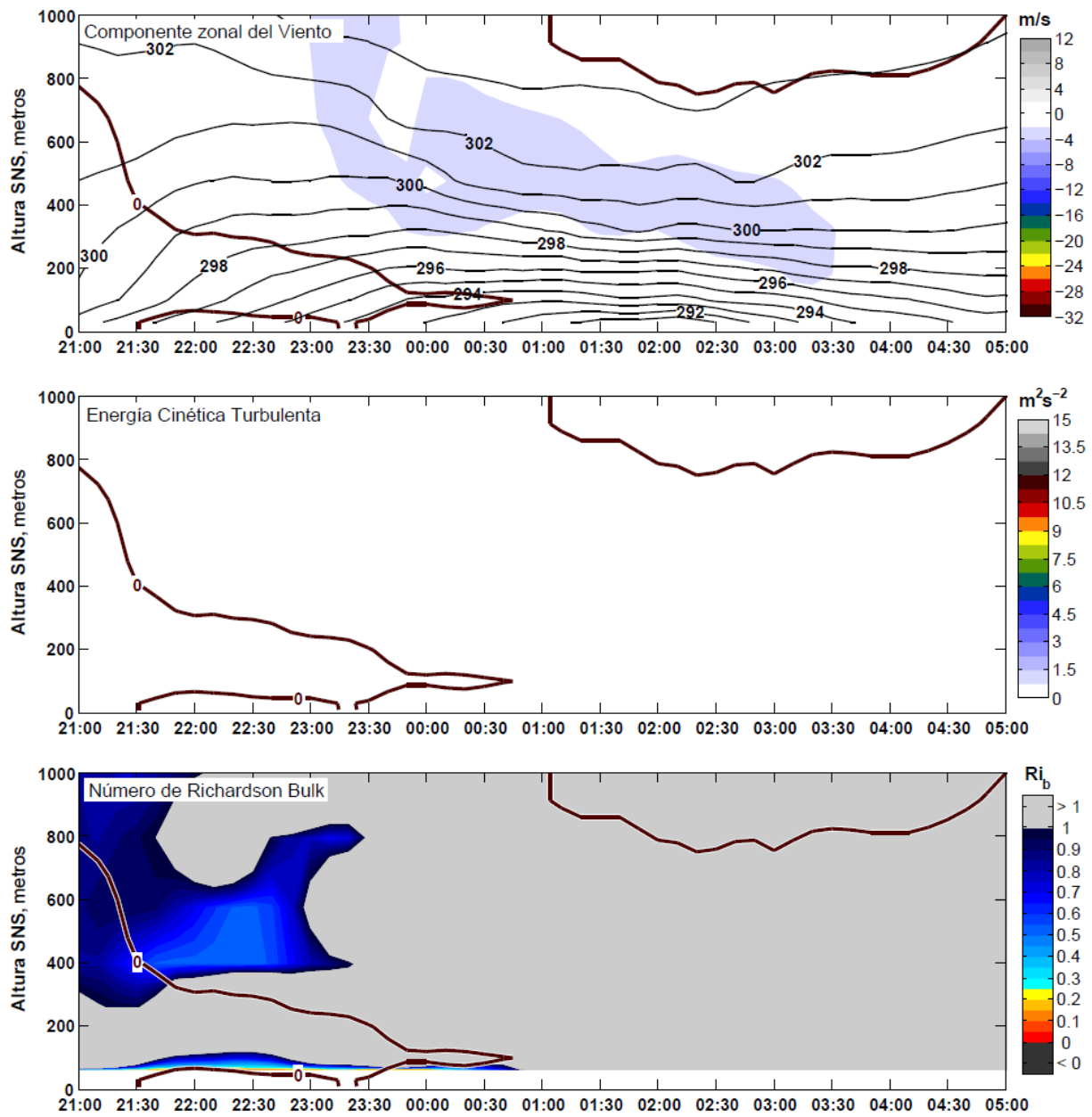


Figura C.3: Diagrama hovmöller vertical de perfil zz' mostrado en Figura 7.9 para simulación de Componente zonal del viento y Temperatura Potencial (arriba), Energía Cinética Turbulenta y Componente zonal del viento (medio) y N.de Richardson bulk y Componente zonal del viento (abajo) para entre las 21:00 y 05:00 del 28-29 de enero 2015 (UTC-3).

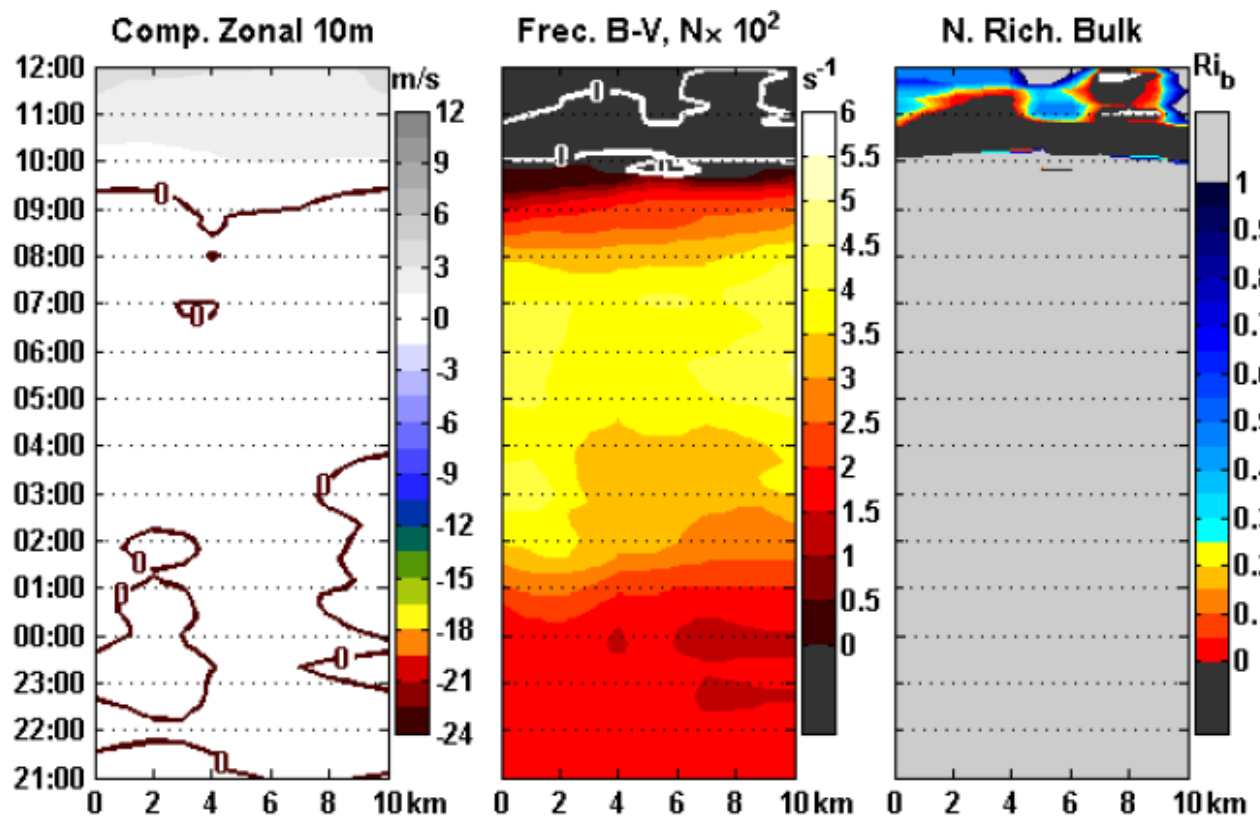


Figura C.4: Diagrama hovmoller para (izq. a der.): Componente zonal del viento a 10 m, Frecuencia de Brunt-Vaisala a 50 m y N. de Richardson Bulk a 50 m en la sección bb' de la Figura 7.3 para el evento 02.