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

ESTUDIO Y CARACTERIZACIÓN SINÓPTICA DE EVENTOS DE ABLACIÓN DURANTE INVIERNO EN EL VOLCÁN VILLARRICA

Profesor Guía: Aldo Montecinos

Tesis para optar al título profesional de Geofísico

FLAVIA BURGER ACEVEDO
CONCEPCIÓN - CHILE 2012

Resumen

Durante los meses de invierno se produce lo que se conoce como periodo de acumulación, en el cual hay un aumento neto del volumen de agua sólida (hielo o nieve) que se acumula en los glaciares que tienen temperaturas menores a 0°C. Durante este período, la precipitación sólida o flujo de agua sólida hacia el suelo, es mayor que el proceso de ablación, que se define como todo proceso por el cual existe una pérdida de nieve o hielo (por derretimiento, evaporación o sublimación). El proceso de ablación no es un fenómeno exclusivamente de verano, ya que se han observado eventos en la escala sinóptica durante invierno que se caracterizan por la ocurrencia de una pérdida neta de agua sólida, eventos que tienen algunos días de duración.

En el volcán Villarrica, ubicado en el límite sur de la región de la Araucanía (39°25'12"S, 71°56'27"W), se identificaron eventos de ablación durante el periodo de acumulación de los inviernos de 2004 y 2005, describiendo la ocurrencia de este tipo de eventos caracterizados por un aumento de la temperatura superficial del aire por sobre 1°C. Aunque estos eventos son de pequeña magnitud y de duración sinóptica, ellos demuestran que son una importante característica del balance de energía superficial en el glaciar del volcán Villarrica.

Este trabajo muestra un análisis de la ocurrencia de eventos de ablación durante invierno en el volcán Villarrica, y una descripción de los patrones sinópticos que causan el calentamiento del aire. Al analizar datos meteorológicos en el volcán Villarrica y en Puerto Montt, se encontró una alta coincidencia de los periodos de calentamiento y enfriamiento. Debido a lo anterior, se utilizó la temperatura promedio a 2000 m del radiosonda en Puerto Montt, como índice de los eventos de ablación se analizó el periodo de invierno comprendido entre el 15 de mayo y 15 de septiembre, durante 44 años. Se encuentra un total de 25.5 % de días con temperaturas sobre 1°C, con un promedio de 31 días sobre este umbral por periodo invernal. No se encontró una tendencia significativa del número de días de ablación, como tampoco una tendencia de la temperatura promedio durante los días de ablación.

Se aplicó un análisis de compuestos de las condiciones sinópticas al día en que comienza el evento, uno y dos días antes, a al 5 % de días con temperaturas extremas. Se determinó que el principal proceso que hace aumentar la temperatura del aire en el volcán Villarrica, es la compresión adiabática, caracterizada por la presencia de un anticiclón migratorio que se mueve hacia el Este en latitudes medias. Sin embargo, durante el primer día del evento la advección de aire cálido desde latitudes subtropicales también participa en mantener las temperaturas sobre 1°C.

Una simulación numérica, utilizando WRF, permitió realizar un balance de calor durante el evento más extremo de agosto de 2004. Se reafirma que el principal proceso físico involucrado es la compresión adiabática. Sin embargo, adicionalmente a este proceso, existe advección de aire cálido a la región durante los últimos días del evento.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todos los que me dieron una palabra de apoyo, animo y demostraron interés por este trabajo.

A mi profesor guía Aldo Montecinos, por su apoyo desde el día que ingresé a la mención en Geofísica. Gracias por la preocupación, y motivación en las distintas campañas de terreno que participé y en la realización de esta tesis.

Agradezco al Centro de Estudios Científicos de Valdivia (CECS) y a Andrés Rivera por la facilitación de datos. A Conicyt, el cual a través del proyecto FONDECYT 1090387 ″Ice-capped active volcanoes in southern Chile: glacier impacts of geothermal activity and eruptive events ‶, financió esta tesis de pregrado.

A la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), por la disposición de los datos de radiosondeo de Puerto Montt.

A Ken Takahashi por sus ideas y colaboración en la realización de este trabajo. A Ben Brock, gracias por los consejos, y buena disposición para ayudarme durante este trabajo. A Claudio Bravo por sus sugerencias y buena disposición.

A mis compañeros del Dgeo: Andrés A., Andrés M., Hector V., James M., Alondra C., Carlos C., Nathalie A., Camila L. y todos quienes me ayudaron, con pequeños pero importante consejos. Gracias a mis amigos montañistas y escaladores por compartir conmigo tantos buenos momentos e interesarse por este trabajo.

Quiero agradecer a mis padres, por su apoyo en toda mi vida académica, impulsándome a seguir siempre de mis ideas, sueños y proyectos. Papas gracias por demostrarme que con trabajo y tesón se puede llegar tan lejos, como uno se lo proponga. A mis hermanas, que siempre me han dado alegrías, animo y aunque no lo saben, son un lindo ejemplo de perseverancia, compromiso, garra.

Quiero agradecer muy especialmente a mis abuelos, que siempre me han apoyado en momentos difíciles y hemos disfrutado de las alegrías de la vida.

Y muy especialmente a Oscar, por su incondicional apoyo, animo, compañía y cariño. Gracias por tus consejos y ayuda durante estos años.

Flavia Burger Acevedo

Índice general

1. Introducción **2**

1.1. Planteamiento del problema 2

1.1.1. Volcán Villarrica 3

1.2. Marco teórico 4

1.2.1. Conceptos glaciológicos 4

1.2.2. Climatología 13

1.3. Objetivos 18

1.3.1. Objetivos principales 18

1.3.2. Objetivos específicos 18

1.4. Hipótesis 19

1.5. Área de estudio 20

2. Metodología **21**

2.1. Base de datos 21

2.2. Descripción metodológica 22

2.2.1. Análisis de estaciones meteorológicas 22

2.2.2. Determinación de las Configuraciones Sinópticas 23

2.2.3. Simulación 24

3. Resultados **27**

3.1. Análisis de frecuencia de eventos 27

3.2. Configuraciones sinópticas durante los eventos de ablación mediante Compuestos 31
3.3. Balance de energía del evento 6-8 agosto 2004 35
3.3.1. Reanálisis 35
3.3.2. Simulación 36

4. Conclusiones **40**

Índice de figuras

1. Zonas de un glaciar templado 43
2. Mapa de estaciones 44
3. Correlación entre estación meteorológica y Radiosonda 45
4. Temperatura invierno 2004, para el la estación en el volcán Villarrica y radiosonda. 46
5. Temperatura invierno 2005, para el la estación en el volcán Villarrica y radiosonda. 46
6. Temperatura del radiosonda en Puerto Montt, entre superficie y 5600m 47
7. Humedad relativa del radiosonda en Puerto Montt, entre superficie y 5600m 48
8. Viento del radiosonda 2004, entre superficie y 5600m 49
9. Viento del radiosonda 2005, entre superficie y 5600m 50
10. Diagrama de dispersión 51
11. Temperatura diaria a 2000m del radiosonda en Puerto Montt, durante periodo invernal entre los años 1960-2010 51
12. Frecuencia de días con temperaturas sobre 1°C, entre 1960-2010 52
13. Frecuencia relativa de eventos 52
14. Distribución de eventos 53
15. Evolución de eventos 54
16. Compuesto para todos los días de periodo 55

17. Compuesto 2 días antes del evento 56
18. Compuesto 1 día antes del evento 57
19. Compuesto día del evento 58
20. Compuesto del 5 % más cálido de los evento 59
21. Campos de reanálisis para los días 5-6-7 de agosto de 2004. 60
22. Campos de reanálisis para los días 8-9-10 de agosto de 2004. 61
23. Campos simulados con WRF para los días 5, 6 y 7 de agosto de 2004. . 62
24. Campos simulados con WRF para los días 8, 9 y 10 de agostode 2004. . 63
25. Evolución de la temperatura durante el evento del 5 al 10 de agosto de 2004 64
26. Balance de calor, dias 5-6 y 6-7 65
27. Balance de calor, dias 7-8 y 8-9 66
28. Residual y precipitación para los días 5-6, 6-7, 7-8 y 9-10. 67

Capítulo 1

Introducción

1.1. Planteamiento del problema

Chile es el país con la más extensa área de glaciares del mundo, con alrededor de 20000 km^2de glaciares (Rivera et al. 2002), cubriendo un 4 % de la superficie global de hielo. Consecuentemente la escorrentía proveniente de glaciares es una importante fuerte de agua dulce para la población y actividades productivas como la agricultura, minería, pesquería, turismo, etc. industrias de la agricultura, pesqueras, turismo, etc.

Cerca de 1.600 glaciares con una superficie total de hielo de aprox. 1.300 km^2 han sido inventariados en el centro de los Andes chilenos (32° - 41°S), los cuales han experimentado una pérdida de volumen total, debido al adelgazamiento y el retroceso de $46 \pm 17 km^3$ de agua equivalente entre 1945 y 1996 (Rivera et al., 2002). Esta región incluye la parte más poblada del país (33°- 36°S) y sus glaciares han sido reconocidos como un factor clave para contribuir a la escorrentía a finales del verano en muchas de las cuencas de los ríos principales, especialmente durante los veranos con sequía severa, cuando hasta el 67 % del flujo de agua es generada por deshielo de glaciares (Peña y Nazarala, 1987).

En dichos períodos de menor caída de nieve, aflora el hielo más antiguo y sucio, generándose menor reflectancia, y mayor absorción solar por parte del glaciar, y con ello mayor derretimiento. Al contrario, durante los años en que la nieve caída es mayor, la

reflectancia aumenta, disminuyendo la fusión y la escorrentía de agua desde los glaciares (Milana, 1998).

Brock et al. (2007) analizó las condiciones de invierno y primavera de 2004 y 2005 en el volcán Villarrica. Entre agosto y parte de septiembre de 2004, se observaron 4 grandes eventos de ablación con una temperatura promedio diaria superior a 5°C y un derretimiento total diario sobre 20 mm de agua equivalente. Tal como lo señala Brock et al. (2007), el evento de derretimiento entre el 8 y el 11 de agosto del 2004 es sobresaliente por sus altas temperaturas del aire que se prolongaron durante 4 días.

La pregunta que plantea este trabajo es porqué aumenta la temperatura por sobre la temperatura de fusión, provocando el derretimiento de hielo durante pleno invierno. La presente tesis responde ésta y otras preguntas respecto de los eventos de ablación invernal en la zona centro-sur de Chile.

1.1.1. Volcán Villarrica

El volcán Villarrica está ubicado en el límite de las regiones de la Araucanía y la región de Los Ríos (39°25'S y 71° 56'W); entre los lagos Villarrica y Calafquén, ocupando el extremo noroccidental de parque Nacional Villarrica. Su cumbre, a 2.847 msnm, se eleva 1.500 m por sobre la línea media de cumbres de la región y 2.450 m sobre su base. Donde destaca el valle del río Turbio el cual recibe el mayor aporte de los deshielos del volcán Villarrica.

De acuerdo a Hermosilla (2008), el volcán Villarrica, es un centro eruptivo compuesto por dos estructuras caldéricas traslapadas. Sobre estas estructuras y conservando aparentemente el mismo conducto o chimenea alimentadora, se levanta el estrato-cono con un cráter de cerca de 300 metros de diámetro, dentro del cual se encuentra un pequeño cráter activo de 30 metros de diámetro donde es posible observar efectos de la ebullición del material incandescente y la emisión de una fumarola permanente. Este lago de lava habitualmente sufre oscilaciones verticales y exhibe una frecuente actividad

eruptiva débil. Por otra parte, el volcán está cubierto por un glaciar y una cubierta de nieve estacional. El glaciar que cubre el Volcán es de aproximadamente 30,3 km^2, principalmente distribuido hacia el sureste donde se encuentra el glaciar principal, llamado glaciar Pichillancahue-Turbio, 17.3 km^2 (Rivera et al. 2006). Además, la nieve invernal cubre al glaciar desde mayo a septiembre, con un extenso manto sobre la cota 1.200 metros sobre el nivel del mar (msnm).

Este estrato volcán compuesto, se desarrolló durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Está constituido esencialmente por un edificio antiguo, erodado y truncado por una caldera elíptica de 4,2 x 6,5 km, elongada en sentido NW-SE, en cuyo borde noroccidental se formo el cono principal más joven de 2.847 metros de altura (Moreno et al. 1994).

Las rocas que constituyen el basamento del volcán Villarrica, se reconocen en cumbres aledañas, desmanteladas por acción del hielo, que corresponden a circos y filos con una altura media de 1.350 msnm. La composición global del volcán Villarrica es basáltica a andesítica, con evidencia de erupciones explosivas. Como productos volcánicos se distinguen: flujos de lava, caída de tefra, oleadas y flujos piroclásticos; además productos de trayectoria balística y lahares. Su actividad eruptiva registra desde 1558, un total de 59 erupciones, la última erupción ocurrió en 1984.

1.2. Marco teórico

1.2.1. Conceptos glaciológicos

Glaciares y volcanes

Existes distintas definiciones para glaciar. Una de las primeras fue dada por Lliboutry (1956), él que señala que se llama glaciar o ventisquero, a toda masa de hielo perenne formada por acumulación de nieve, cualquiera que sean sus dimensiones y forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores (Lliboutry 1956).

Posteriormente, Post et al. (1971) agrega que es una definición más complicada por varias razones: a) La nieve invernal o estacional presenta propiedades de flujo; b) Puede existir hielo perenne de importantes dimensiones, que no muestren flujo; c) Antiguos glaciares activos pueden estancarse y cesar de fluir. Otro casos son las acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares colgantes activos, las que frecuentemente muestran poco movimiento.

Años más tarde el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001) propone que glaciar se puede definir como: masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y/o deslizamiento de su base), siendo limitada por el esfuerzo interno y la fricción tanto en la base como en las laderas o por las cumbres adyacentes. Un glaciar es mantenido por la acumulación de nieve a gran altura, lo cual es balanceado por fusión del hielo a baja altura o descarga en el mar.

Es importante decir que ablación es el proceso de transformación de nieve o hielo en agua. En general se usa como sinónimo de fusión. Sin embargo, en la llamada zona de ablación de los glaciares (donde el balance de masa es negativo al final del año hidrológico, el cual va entre el 1 de abril y el 31 de marzo), pueden haber otros tipos de pérdida de masa, como la sublimación y la deflación (Andrés Rivera, comunicación personal). Luego los procesos de ganancia y pérdida, son glaciológicamente conocidos como acumulación y ablación, respectivamente.

Zonas de un Glaciar

Los glaciares existen, porque hay zonas, generalmente en altas elevaciones o a latitudes polares, donde nieve caída durante invierno excede el derretimiento (y otras formas de pérdida) durante el verano. Esto resulta de una acumulación neta, y a esta parte del glaciar se le llama *zona de acumulación*. A medida que cada capa de nieve es cubierta por una nueva nevazón, la presión de ésta causa compactación que por movimiento de las moléculas en el líquido, resulta en una metamorfosis en la nieve. La nieve que tiene más de un año de antigüedad y ha sido alterada por estos procesos es llamada *firn*.

El resultado final del proceso de firnificación, normalmente después de varios años, es hielo sólido (Hooke, 2005).

Donde hay elevaciones más bajas a las que este tipo de hielo puede moverse, la fuerza gravitacional lo conduce hacia zonas de menor altura. Este proceso mueve, eventualmente el hielo a lugares en donde la fusión anual supera la caída de nieve.

Aquí, toda la nieve de invierno y parte del hielo subyacente se derrite durante el verano. Esta área se conoce como *zona de ablación*. La línea que separa la zona de acumulación y la zona de ablación al final de la temporada de deshielo se conoce como *línea de equilibrio* (Equilibrium line). A lo largo de la línea de equilibrio se derrite nieve durante el verano que acaba de concluir, equivalente a la acumulación neta de nieve durante el invierno anterior (Hooke, 2005).

En cualquier glaciar los límites de las zonas varían de un año a otro de acuerdo a las condiciones meteorológicas. La figura 1 muestra las características de las diferentes zonas y el material subyacente en un año típico.

- Zona de nieve seca (Dry-snow zone): En esta zona no hay fusión, incluso en verano. La línea seca (dry-snow line), marca el límite entre esta zona y la siguiente.

- Zona de Percolación (Percolation zone): En ella, parte de la nieve se derrite en superficie. Esta agua puede percolar (filtrarse) en la nieve hasta alguna profundidad a temperaturas bajo 0°C, donde se vuelve a congelar. Si el agua se encuentra en una capa impermeable, el agua puede extenderse lateralmente. Al recongelarse se forma una capa de hielo o lente de hielo. Al avanzar el verano, el punto de fusión alcanza las capas de nieve más profundas. La cantidad de agua de fusión que es producida durante un verano aumenta con la disminución de la altura. De esta manera, glaciar abajo, eventualmente se alcanza un punto en donde a fines de verano, toda la nieve depositada desde el término del verano anterior ha sido llevada a la temperatura de fusión. En este punto, la línea de nieve húmeda

(wet-snow line) separa la zona de percolación de la zona de nieve húmeda.

- Zona de Nieve húmeda (Wet-snow zone): En esta zona, hacia fines de verano, toda la nieve estacional se derrite. Esta agua de deshielo se filtra a mayores profundidades del glaciar o fluye glaciar abajo, donde podría volver a congelarse como hielo sobrepuesto.

- Zona de hielo sobrepuesto (Superimposed ice zone): En las zonas de percolación y de nieve húmeda, el material consiste en capas de hielo, lentes y glándulas, separadas por capas y masas de nieve y firn (nieve vieja, o hielo en proceso de formación). A menores altitudes, sin embargo, se produce tal cantidad de agua de fusión que la capas de hielo se unen en una masa continua, conocida como hielo sobrepuesto. El término zona de hielo sobrepuesto se restringe a la región donde hay un incremento anual de hielo sobrepuesto aflorando a la superficie. El límite entre las zonas de nieve húmeda y de hielo sobrepuesto se denomina línea de nieve (snow line). El límite inferior de la zona de hielo sobrepuesto se define como *línea de equilibrio* (Equilibrium line).

- Zona de Ablación (Ablation zone): Es el área bajo la línea de equilibrio. En esta zona la superficie de los glaciares pierde masa al término de cada año. En esta zona se distinguen lenguas glaciares con grietas.

Las zonas definidas en la figura 1 son las típicas de un glaciar (Cuffey y Paterson, 2010), comenzando desde elevaciones mayores, es decir desde la cabeza de un glaciar. Sin embargo, muy pocos glaciares muestran la secuencia completa.

La altura a la que se encuentra la Línea de Equilibrio (ALE), marca el área o zona de un glaciar donde la acumulación y la ablación están balanceadas. La ALE es sensible a variaciones de precipitación en invierno, temperaturas en verano y transporte de viento de nieve seca. Cuando el balance de masa neto es negativo la ALE se eleva, mientras que cuando el balance anual de masa es positivo la ALE baja (Nesje y Dahl, 2000).

El estado estacionario de ALE es definido cuando el balance neto anual es cero, y se puede calcular por regresión lineal, analizando los datos de balance anual neto y sus correspondientes ALE durante algunos años. La climatología de la ALE, es el promedio de la ALE durante un período de 30 años (que corresponde a un periodo normal climático). Los procesos climáticos que influyen en la ALE de glaciares, suelen implicar ablación (principalmente determinada por la temperatura de verano, T) y acumulación en invierno (reflejando la precipitación caída durante invierno, P), definiendo la altura de la línea de equilibrio con influencia de la temperatura y precipitación (TP-ALE). Por otra parte, el transporte de la nieve seca por viento, es un factor importante en el balance de masa de glaciares. En las mesetas de los glaciares, la deflación de nieve (acción erosiva del viento, causando remoción y barrido en este caso de la nieve) y deriva de la nieve dominan a barlovento, mientras que la nieve se acumula a sotavento. Mediante el cálculo de la ALE media en todas las áreas del glaciar, la influencia del viento en las mesetas de los glaciares se puede despreciar. La ALE resultante, es por lo tanto, la definida por TP-ALE (temperatura/precipitación-ALE). LA TP-ALE refleja la influencia conjunta en la región de temperatura en la temporada de ablación (verano) y precipitación en la temporada de acumulación (invierno)(Nesje y Dahl, 2000).

Balance de masa

El balance de masa de un glaciar se define por la suma algebraica de los montos de acumulación y de ablación. Si ella es positiva, el glaciar aumenta de volumen; si es negativa, su volumen disminuye (Cuffey y Paterson, 2010).

La acumulación es función de la caída de nieve y la existencia de factores secundarios, como la lluvia que se transforma en escarcha en la superficie del glaciar y se infiltra en la nieve para congelarse en profundidad; la neblina blanca que se congela como resultado del contacto de la humedad del aire con el glaciar granizo; y toda forma de agua sólida que se deposite.

Además se debe considerar los aportes indirectos por avalanchas y nieve en deriva (transportada por el viento en especial durante tormentas de alta cordillera). Estos factores que dependen de la topografía, la orientación del centro montañoso y la variabilidad climática.

Como ya se ha mencionado, la ablación incluye numerosos y complejos factores como la fusión provocada por aumento de temperatura y medible por el caudal del torrente glaciar y por las infiltraciones por el sustrato, la evaporación que no es medible directamente sobre el glaciar y que se efectúa por medio del vapor de agua, ya sea rápida (en días de calor de alta montaña en verano) o lenta por sublimación de la nieve. Como menciona Hooke (2005), una serie de términos se utilizan para describir diferentes aspectos del balance de masa de un glaciar. El balance de invierno es la cantidad de nieve que se acumula durante los meses de invierno; por el contrario, el balance de verano, es una cantidad negativa, la cual corresponde a la cantidad de nieve e hielo perdido por derretimiento. Durante el transcurso del balance anual, es la suma del balance de invierno y verano, el cual es comúnmente tomado para extender el final de la temporada de deshielo hasta el fin de la siguiente. Normalmente, estos balances son expresados en términos del espesor de una capa de agua o en agua equivalente. Cuando se hace referencia a un lugar específico en el glaciar, se expresan como metros al año (ma^{-1}) o $Kg\ a^{-1}m^{-2}$, y se llaman balances específicos. Una cantidad significativa de acumulación puede ocurrir durante el verano en zonas de acumulación de glaciares polares, por el contrario derretimiento puede ocurrir en el transcurso del invierno en las zonas de ablación de algunos glaciares templados.

Se puede clasificar un glaciar según su temperatura, Rivera et al. (2009). Debido a que la temperatura de la masa de hielo controla la evolución cristalográfica de la nieve, así como los procesos de ablación. Se distinguen 3 categorías:

Glaciares Fríos: Son aquellos que poseen una temperatura del hielo muy inferior a 0°C. La ablación es por lo general escasa, y generada por ocasionales eventos cálidos,

que no alcanzan a afectar la temperatura de toda la masa de hielo, si no que sólo la superficie. Una parte importante de la pérdida de masa se genera por sublimación y deflacción. En Antártica, también puede perderse masa por calving (liberación repentina y desprendimiento de una masa de hielo hacia el agua, es decir el hielo se rompe). Al no existir ablación superficial, la transformación de nieve en hielo es lenta. La acumulación se da por precipitación nivosa, que es de carácter seco y de baja densidad. En Chile existen glaciares fríos en la zona norte, donde los escasos glaciares allí ubicados se encuentran a gran altura, presentando temperaturas del orden de -8,5 a -20 °C, también se ha detectado hielo frío en las cercanías del monte san Valentín, ubicado en campos de Hielo Norte (46°35'S- 73°20Ó).

Glaciares Templados: Un glaciar templado posee en toda su masa la temperatura de fusión del hielo. La temperatura del punto de fusión varía con la presión, que depende en forma directa del espesor del hielo su densidad y la aceleración de gravedad. La mayor parte de los glaciares chilenos tienen esta característica y en la zona Austral se dan los más típicamente temperados del planeta. La acumulación en este tipo de glaciares se da por una variada gama de procesos de deposiciones, incluyendo nieve húmeda, seca, avalanchas laterales, granizo, y eventualmente recongelamiento. La ablación es principalmente por derretimiento, pero también por sublimación, calving y deflación.

Glaciares politermales: En algunos glaciares del Ártico canadiense y de Svalbard (Noruega), la temperatura del hielo está muy por debajo de punto de fusión, sin embargo, en la base de la lengua terminal, pueden alcanzarse temperaturas cercanas al punto de fusión, lo que genera cierto nivel de derretimiento estival y mayor deslizamiento basal. No se han detectado estos glaciares en Chile.

Otra manera de clasificar los glaciares, es según su forma (Hooke, 2005; Rivera et al. 2009); siendo los más frecuentes:

Casquetes de hielo continental (Ice sheets): Masa de hielo que cubre un continente,

como Antártica o grandes extensiones como Groenlandia, las cuales no están totalmente controladas por la topografía de la corteza que subyace al hielo. Este tipo de glaciar se caracteriza por ser más activo en sus bordes y a lo largo de corrientes de hielo (Ice Streams).

Plataformas de hielo flotantes (Ice shelves): Es la porción flotante de un glaciar, cuyo frente termina en aguas oceánicas profundas. Las principales plataformas se encuentran en Antártica (Ross, Ronne-Filchner y Amery). Son alimentadas por el hielo meteórico proveniente de glaciares o corrientes de hielo fluyendo desde el interior de Antártica o Groenlandia.

Corrientes de hielo (Ice Streams): Son glaciares canalizados que fluyen más rápidamente que el cuerpo que hielo de su entorno. Las corrientes de hielo no exhiben una delimitación precisa en sus margenes, sin embargo en algunas zonas son más visibles por las grietas laterales que separan las zonas de máximo flujo. Estas corrientes de hielo, son las principales abastecedoras de hielo de las plataformas de hielo flotante.

Glaciares de Piedmont (Piedmont glaciers): Se producen cuando los glaciares de valles empinados, se derraman en planicies, donde se extienden en forma de abanico divergente. Distinguiéndose tres partes: la parte superior con cuentas compuestas; la lengua propiamente tal, encauzada en un valle; y el lóbulo, el cual sale de la montaña y forma un semi arco similar a un gran cono de deyección. En Patagonia existen algunos ejemplos como el glaciar San Quintín del Campo de Hielo Norte.

Glaciares de Valle (Valley glaciers): Se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación; ubicadas en subcuencas, las cuales confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo. No posee lóbulo de derrame y su frente queda circunscrito al valle. Recibe el nombre de glaciar Alpino, por ser la forma típica de varios glaciares de los Alpes, a partir de los cuales se conceptualizó. Ejemplos en Chile hay varios, entre ellos Juncal Norte, Juncal Sur y Glaciar Universidad.

Glaciares en Calota (Ice caps): Estos glaciares ocupan la cúspide de un centro

montañoso; muy comunes en la zona sur de Chile. Tienen un abombamiento en la parte central tipo "domo", fruto de la acumulación y la topografía subyacente. La ablación se produce por los bordes, ya sea por el contorno en su conjunto o por medio de lenguas que penetran en valles. En este último caso se habla de glaciares compuestos. Estas lenguas divergentes por lo general obedecen a un flujo radial con eje en la cúspide de la topografía dominante. Dentro de los más característicos se encuentran el glaciar del volcán Osorno, Volcán Mocho, y Volcán Villarrica.

Glaciares de cráter (Crater glaciers): Son aquellos que ocupan una depresión topográfica, rodeada por un cordón montañoso, que impide la evacuación superficial del hielo acumulado, el cual fluye hacia el centro de la depresión y pierde masa por ablación superficial y también gracias al calor geotermal en los conos y cráteres que los contienen. Un ejemplo de estos glaciares, son el glaciar del Volcán Lonquimay y el glaciar del Volcán Sollipulli.

El volcán Villarrica, al igual que muchos de los volcanes del sur de Chile, está cubierto por una superficie glaciar del tipo glaciar templado calota (ice caps)

La altura de la línea de equilibrio (ALE) en el volcán Villarrica es aproximadamente a 2000 m (valor para el 2005, Rivera et al., 2006). En la ALE la tasa de derretimiento promedio diaria de nieve fue de 55 y 44 mma.e. (milimetros de agua equivalente) en el año 2004 y 2005, durante los periodos de ablación respectivamente (Brock et al. 2007). Durante el periodo de acumulación de ambos años también se registraron eventos de ablación, con una tasa de derretimiento diaria de hasta 50 mma.e.(Brock et al. 2007).

1.2.2. Climatología

Debido a la extensión latitudinal, nuestro país presenta gran variedad de climas, distribuidos a largo de Chile. Los principales dominios climáticos son: el extremo norte (desde el límite con Perú hasta 30°S), una región intermedia (30° a 41°S), y el extremo sur (41°S hacia el sur). Nuestra región de interés es parte de la región intermedia o de transición (Fuenzalida 1982). Los meses cálidos están caracterizados por la ausencia total o parcial de precipitaciones, mientras que en los meses fríos se presentan las lluvias. Este clima, llamado mediterráneo, se presenta desde La Serena a Puerto Montt.

Los fenómenos atmosféricos que hacen variar la circulación de nuestro continente están fuertemente afectados por la extensión latitudinal, cercanía al océano y la topografía.

No existe un lugar del territorio nacional que diste más de 330 km del mar. Sin embargo, su efecto atemperador no se propaga fácilmente hacia el interior. Por un lado, al relieve montañoso que se orienta en forma paralela a la costa limita su influencia. Por otra parte, la presencia de una inversión de temperatura en la parte norte y centro de norte a sur, del país, impide que la influencia marina se propague verticalmente. No obstante existe una angosta franja costera cuyo clima está fuertemente afectado por el océano (Fuenzalida 1982).

La presencia de la cordillera de los Andes trae también consecuencias importantes para el clima de Chile. Su presencia provoca aumentos en la pluviosidad cada vez que el relieve obliga a las masas de aire a ascender, y disminución de precipitaciones en aquellas regiones a sotavento, donde el aire debe descender.

Los factores atmosféricos que determina las características climáticas a lo largo de la costa oeste de Sudamérica son el anticiclón subtropical en el Pacífico sureste y la actividad de bajas y altas presiones migratorias desde 30°S hacia el polo. Estos dos rasgos de la circulación atmosférica pueden explicar la predominancia de intensos vientos oeste a lo largo de la costa, a aproximadamente 40°S (Aceituno 1994).

Los dos procesos atmosféricos mencionados, el anticiclón subtropical y la actividad frontal en latitudes altas, están originadas por un principio fundamental que gobierna los movimientos atmosféricos: el transporte de energía. Estos procesos de transporte atmosféricos determinan los distintos climas de Chile y se llevan a cabo a través de dos sistemas dinámicos diferentes. El primero, mediante una celda convectiva con ascenso de aire cálido en las regiones próximas al ecuador, y descenso de aire más frío en latitudes cercanas a 30°N y 30°S; lo que origina el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental. El segundo sistema, se basa en alternancia de corrientes de aire frío y cálido (Fuenzalida 1982).

El avance y trayectoria de las familias de bajas y altas presiones en latitudes medias se encuentra gobernado por procesos de circulación del aire en niveles superiores de la atmósfera, más precisamente, entre 4 y 10 km. En estos niveles la circulación del aire describe movimientos ondulatorios.

Como el aire tropical y el polar en el interior de las grandes ondas describen una circulación en forma de meandros, habrá zonas en que el aire tropical se acercará más que en ninguna parte a latitudes polares, y otro tanto sucede con el aire polar, que tendrá una zona de acercamiento máximo a latitudes tropicales. A la primera zona se le denomina cuña o dorsal, y a la segunda vaguada. En la cuña, el aire tropical ha invadido latitudes polares, y en la vaguada es el aire polar el que invade latitudes tropicales. La importancia que tiene conocer estos flujos de aire que ocurren a niveles superiores de la atmósfera, es que ellos guían y dirigen, tanto a las familias de bajas y altas presiones, como a los sistemas individuales, (Fuenzalida 1982).

Tendencia temperaturas

En Chile, las tendencias de aumento de temperatura han sido evaluadas por Rosenblüth et al.(1997), detectando durante el periodo 1933-1992, con una tasa de calentamiento que va desde 1.3 a 2.0 °C cada 100 años; siendo este calentamiento durante

las últimas décadas, prácticamente el doble en Punta Ángeles (35°S) y Antofagasta (23°S). Sin embargo alrededor de 41°S en la región de los Lagos, se observa un enfriamiento de -1.1°C cada 100 años entre el periodo 1960-1992; enfriamiento confirmado por Bown y Rivera (2007). Recientes estudios observacionales locales de Falvey y Garreaud (2009) analizaron el periodo 1979-2006, donde se encontró una contrastante tendencia de enfriamiento en la costa de Chile, por ejemplo en Puerto Montt se muestra un leve enfriamiento de -0.1 °C por década, y por otra parte calentamiento en el valle central y cordillera de los Andes de la zona centro y norte de Chile; sin embargo este calentamiento no es evidente en la zona sur de Chile (alrededor de 40°S).

Las variaciones de temperatura atmosférica, ya sea calentamiento o enfriamiento depende de 3 procesos físicos: advección horizontal de calor (transporte de aire cálido o frío), calentamiento adiabático (compresión/expansión debido al movimiento vertical), y calentamiento diabático, J (radiación solar neta, radiación infrarroja, liberación de calor latente, y flujos de calor superficial). La primera ley de la termodinámica, la cual representa los cambios, calentamiento, expansión/contracción, incremento/disminución de la temperatura, etc; es derivada considerando un sistema en equilibrio termodinámico y es una ecuación de pronóstico para una parcela de aire en movimiento en la atmósfera.

De la ecuación :

$$c_v \frac{dT}{dt} + p\frac{D\alpha}{Dt} = J \tag{1.1}$$

donde c_v es el calor especifico a volumen constante.

La cual es una usual forma de la ecuación de la primera ley de la termodinámica. Así la primera ley de la termodinámica es aplicable a un fluido en movimiento. El segundo término a la izquierda, representa la tasa de cambio del trabajo realizado por el sistema del fluido, que representa la conversión entre la energía mecánica y la energía

termal. Este proceso de conversión permite que la energía solar produzca el movimiento en la atmósfera.

Luego, tomando la derivada total de la ecuación de estado y usando la relación $c_p = c_v + R$, donde c_p es el calor especifico a presión constante, se puede escribir la primera ley de la termodinámica como:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{Dp}{Dt} = J$$

dividiendo la ecuación anterior por T, y usando la ecuación de estado, obtenemos la primera ley de la termodinámica para la entropía:

$$c_p \frac{D \ln T}{dt} - R \frac{D \ln p}{Dt} = \frac{J}{T} \equiv \frac{Ds}{Dt} \tag{1.2}$$

Por otra parte, la temperatura potencial se define como:

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{R/c_p} \tag{1.3}$$

La temperatura potencial es la temperatura que una parcela de aire seco a presión p y temperatura T tendría si se expande o comprime adiabáticamente a una presión estándar P_s (usualmente 1000 hPa). Así cada parcela de aire tiene un único valor de temperatura potencial, y este valor es conservado para el movimiento vertical, sin saturación del vapor de agua (seco), que la atmósfera es esencialmente adiabática.

Si tomamos el logaritmo de la ecuación (1.3), diferenciando y reemplazamos en la ecuación (1.2)

$$c_p \frac{D \ln \theta}{dt} = \frac{J}{T} \equiv \frac{Ds}{Dt} \tag{1.4}$$

Si la temperatura potencial se divide como $\theta_{total} = \theta_0(z) + \theta(x, y, z, t)$; donde θ_0 es la temperatura potencial en un estado básico y $\theta(x, y, z, t)$ una desviación, así la primera ley de la termodinámica (1.4) puede ser escrita aproximadamente para un análisis de escala como:

$$\frac{1}{\theta_0}\Big(\frac{\partial\theta}{\partial t}+u\frac{\partial\theta}{\partial x}+v\frac{\partial\theta}{\partial y}\Big)+w\frac{d\ln\theta_0}{dz}=\frac{J}{c_pT} \tag{1.5}$$

Así si despreciamos el calentamiento diabático, la ecuación (1.5) se puede aproximar como:

$$\Big(\frac{\partial\theta}{\partial t}+u\frac{\partial\theta}{\partial x}+v\frac{\partial\theta}{\partial y}\Big)+w\frac{d\theta_0}{dz}\approx 0 \tag{1.6}$$

Luego,

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}\approx\overrightarrow{V}\cdot\triangledown\theta w\frac{d\theta_0}{dz} \tag{1.7}$$

La ecuación (1.7) representa la tasa local de cambio de la temperatura potencial es producto de la advección horizontal de temperatura (primer término en el lado derecho), y del movimiento vertical o calentamiento/enfriamiento adiabático (segundo término en el lado derecho).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivos principales

- Comprender y explicar los eventos de alta temperatura atmosférica asociadas a eventos de ablación durante el invierno en el Volcán Villarrica.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar el patrón sinóptico asociado a los eventos de ablación.
- Determinar recurrencia de estos eventos.
- Determinar y cuantificar el aporte de los términos del balance de calor que son causantes de los eventos de ablación.

1.4. Hipótesis

En trabajos anteriores realizados en el volcán Villarrica se han identificado algunos eventos de ablación durante la estación de invierno. La hipótesis planteada en este trabajo es la siguiente:

Los eventos de ablación durante el periodo de acumulación en el volcán Villarrica, se producen por calentamiento adiabático asociado a viento que desciende por la ladera occidental de la cordillera de los Andes. Esta última se asociaría al paso de un anticiclón migratorio que cruza el continente en latitudes medias.

1.5. Área de estudio

El volcán Villarrica (39° 25'12" S, 71° 56'27" W, 2847 msnm) se localiza en el límite entre la región de la Araucanía y la región de los Ríos en el sur de Chile. Se encuentra en una cuenca junto al lago Villarrica, el cual tiene origen en la última glaciación.

Puntualmente, los eventos de ablación fueron registrados en la zona del volcán Villarrica, aunque los resultados sugieren que estos eventos no tienen un origen local, sino regional. De esta manera, el área de estudio es la zona que va aproximadamente entre Temuco (38°S) y Puerto Montt (41°S).

La figura 2 muestra el lugar en el cual está ubicada la estación meteorológica y donde se encuentra el radiosondeo de Puerto Montt.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Base de datos

Para el estudio de esta tesis, se utilizaron diversas fuentes de datos. La principal es una estación meteorológica ubicada en el sureste del volcán Villarrica (monitoreado durante invierno en los años 2004 y 2005), instalada a 1890 msnm. De dicha estación se utilizó la temperatura promedio diaria obtenida a partir de datos horarios. Para el año 2004 el periodo de estudio es el comprendido entre el 7 de julio y 9 de septiembre, mientras que para el año 2005, va entre el 19 de mayo y 21 de julio.

La estación de radiosondeo más cercana al volcán Villarrica es Puerto Montt (41.5°S) (figura 2), a 240 km al sur del volcán. Se analizaron datos de temperatura, humedad relativa y viento medidos a diferentes niveles de presión. Dichas variables se estudiaron en el periodo 1958-2010. El radiosondeo utilizado fue el de las 12 TUC (tiempo universal coordinado), que corresponde a las 08:00 hora local. En particular la temperatura fue interpolada cada 20 m para una mejor representación de la variación vertical.

Por otra parte,se analizaron datos diarios del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al. 1996), para los campos de presión al nivel del mar, temperatura del aire, velocidad horizontal y vertical (omega, en coordenadas de presión). Los datos reanalizados corresponden a series en grillas regulares de 2,5° de latitud x 2,5° de longitud disponibles a las 00, 06, 12 y 18 TUC y en niveles de presión de 1000, 925, 850, 700, 600, 500 hPa,

etc. Sin embargo, dado que la estación meteorológica del volcán Villarrica se encuentra a 1890 msnm, altura correspondiente a la ALE descrita en Rivera et al.(2006), con una presión promedio de 770 hPa, se obtuvieron promedios de las variables temperatura del aire, velocidad del viento horizontal y vertical entre los niveles de presión: 850 y 700 hPa, a las 12 TUC. Para analizar los patrones sinópticos se utiliza la región 60°-20°S y 140°-30°W. Si bien los datos de reanálisis NCEP-NCAR se encuentran disponibles desde 1948, solo se utilizaron desde 1980 debido a que existe una mayor confiabilidad de los datos.

2.2. Descripción metodológica

2.2.1. Análisis de estaciones meteorológicas

En primer lugar se realizó un análisis de las series de tiempo, identificando durante los periodos existentes de datos, días con temperaturas medias por sobre 1°C en el volcán Villarrica. A modo de encontrar una posible relación con los fenómenos en altura, se comparó con los datos de radiosonda de Puerto Montt (41°26'S 73°07'W), la cual es operada por la Dirección Meteorológica de Chile, DMC. Encontrando una alta correlación tanto para el año 2004 como para el año 2005.

Se definieron los eventos de ablación, como los días en los cuales la temperatura en el volcán Villarrica fue igual o superior a 1°C, (Ben Brock, comunicación personal).

Para el estudio de los eventos de ablación en el periodo 1958-2010, y dado que los datos de la estación meteorológica en el volcán Villarrica, están entre mayo y septiembre, se consideró como periodo de estudio, los días comprendidos entre el 15 de mayo y el 15 de septiembre (124 días).

Al analizar los datos del radiosonda se encontraron grandes brechas para varios de los periodos por año. Por lo tanto, se exigió la existencia de al menos el 80 % de los días en el periodo invernal; es así como se descartaron 9 años (1958-1959-1970-1982-1984-1985-1986-2003-2009).

Así entonces con las series por periodo definidas, se analizó la frecuencia de eventos y ocurrencia de ellos.

2.2.2. Determinación de las Configuraciones Sinópticas

Para entender cuales es él o los fenómenos que podrían causar las altas temperaturas en el volcán Villarrica, se uso el análisis de compuestos de datos diarios contemplados entre el 15 de mayo y 15 de septiembre entre los años 1980 y 2010, para distintos casos, usando la temperatura a 2000 m en Puerto Montt:

- Promedio de todos los días de invierno, contemplados entre el 15 de mayo y 15 de septiembre.
- Promedio de todos los 2 días antes del comienzo del evento, es decir, cuando la temperatura es igual o superior a 1°C por primera vez.
- Promedio de 1 día previo al comienzo del evento.
- Promedio de todos los primeros días de cada evento de ablación.
- Promedio del 5 % más cálido de los días de invierno.

Para cada compuesto se realizó un análisis de significancia estadística, usando el test de Monte Carlo Este test se basa en la construcción de datos artificiales del mismo tamaño que los datos reales, por medio del remuestreo de la serie original, para luego calcular el estadístico de prueba de interés para cada conjunto de datos artificiales. Este procedimiento produce tantos valores artificiales de la prueba estadística utilizada, como set de datos artificiales sean generados. Así tomados en conjunto, este test de referencia estadística constituye una estimación de la distribución nula contra la cual se comparará la prueba estadística calculada a partir de los datos originales (Wilks 2006).

2.2.3. Simulación

El periodo de ablación más intenso registrado en el volcán Villarrica ocurrió entre el 7 y 11 de agosto de 2004. Para obtener una mejor resolución espacial de este evento, se realizó una simulación numérica utilizando el modelo *Weather and Research Forecasting (WRF).*

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) es un modelo meteorológico que permite obtener campos de distintas variables como viento, presión, temperatura, humedad con alta resolución espacio-temporal. El modelo WRF tiene 3 etapas importantes: el pre-procesamiento, el modelo propiamente tal, y la visualización o post procesamiento.

Parte del pre-procesamiento son un conjunto de programas que preparan las condiciones iniciales para realizar la simulación. Geogrid calcula la posición de los puntos de grilla de acuerdo a la resolución, número de grilla, posiciones, etc. Una vez decididos los puntos, interpola los datos de topografía. Ungrid decodifica los datos que vienen en formato grib (GFS, FNL, etc), evaluando las condiciones geográficas para el desarrollo de las ecuaciones. Metgrid interpola horizontalmente los datos de atmósfera extraidos por el programa Ungrid.

La simulación realizada para este trabajo se realizó entre los días 5 y 11 de agosto de 2004; usando un dominio simple, cubriendo la región subtropical y austral de Sudamérica y el Pacífico sureste (15°-50°S, 140°-60° W), con una resolución espacial de 66 km y 27 niveles verticales. En particular, se analizaron 3 niveles (1600, 2000 y 2400 metros aproximadamente).

Las condiciones iniciales fueron obtenidas usando FNL cada 6 horas. Las grillas de datos NCEP FNL(Análisis Final Operacional Global) tienen dimensión de 1.0° de latitud x 1.0° de latitud. Las salidas de la simulación fueron cada 1 hora a partir de el día 5 de agosto a las 00 horas.

Originalmente, los datos de salida del modelo se encuentran en niveles sigma,

definiendo la coordenada sigma como $\sigma = \frac{p}{p_s}$ con p_s presión en superficie. σ es una coordenada independiente y adimensional, cuyo valor va desde 1 (en el suelo) hasta 0 en el tope de la atmósfera. Las coordenadas sigma aseguran que el suelo coincida con la superficie sigma más baja, lo que evita que la superficie intersecte con la orografía.

Existen diversas herramientas de visualización y manipulación para los datos de salida del modelo WRF. En este trabajo, dado que los datos de salida se encuentran en niveles sigma, y para realizar el balance se necesita los datos en niveles de altura, se utilizó el software ARWpost que interpola las distintas variables a niveles de altura en metros.

Balance de calor

Dado lo intenso del evento de ablación de agosto de 2004, resulta interesante hacer un balance de energía para determinar la importancia que cumplen en el aumento de la temperatura la advección de calor y la compresión del aire. Así entonces se realizó un balance de calor para el evento de ablación del 7 al 11 de agosto de 2004, días en que la temperatura superó el umbral de 1°C. Específicamente, el balance se realizó entre los días 5 y 10 de agosto de 2004, con el objetivo de determinar los procesos involucrados en el aumento de la temperatura por sobre 1°C el día 7 de agosto (figura 4)

La ecuación utilizada para este balance fue la siguiente, la cual es una aproximación de la ecuación (1.7)

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = \left(-u\frac{\partial \theta}{\partial x} - v\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)' + \left(-w\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)' \tag{2.1}$$

donde:

θ: temperatura potencial en K

u: velocidad horizontal , componente zonal en m/s

v: velocidad horizontal, componente meridional en m/s

w: velocidad vertical en m/s

dx= distancia horizontal zonal, entre cada punto de grilla

dy= distancia horizontal zonal, entre cada punto de grilla

dz= distancia vertical, entre los niveles de altura de la simulación

El signo $'$ indica anomalía respecto del promedio del periodo 5-10 de agosto de 2004.

Representando de esta manera:

$\left(-u\frac{\partial\theta}{\partial x} - v\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)$: Advección horizontal de calor

$\left(-w\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)$: Calentamiento/enfriamiento adiabático

El procedimiento utilizado para los cálculos fueron:

- Calcular el término advectivo $(\overrightarrow{V} \cdot \nabla\theta)$, utilizando entre cada grilla horizontal diferencias finitas centrales, de la forma: $\frac{x_{i+1}-x_{i-1}}{2\Delta x}$.
- Calcular el término adiabático $(w\frac{\partial\theta}{\partial z})$, usando diferencia finita posterior, de la forma: $\frac{x_{i+1}-x_i}{\Delta x}$.
- Calcular las anomalías horarias de la temperatura potencial θ, de la advección horizontal $(\overrightarrow{V} \cdot \nabla\theta)$, y del término adiabático $\left(w\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)$, respecto del valor medio de cada término en el periodo 5-10 de agosto de 2004.
- Calcular la tendencia de temperatura potencial $\frac{\partial\theta'}{\partial t}$, como diferencia del promedio del día $i+1$, con respecto del día i, dividido por 86.400s.
- Calcular los términos $(\overrightarrow{V} \cdot \nabla\theta)$'y $(w\frac{\partial\theta}{\partial z})$', como promedio entre el día $i+1$ y el día i.

Para los cálculos anteriores de consideró en la escala horizontal dx= 66 km, dy= 66 km. Dado que las alturas utilizadas fueron 1600, 2000, 2400 msnm, el dz= 400.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Análisis de frecuencia de eventos

Con el objetivo de lograr identificar una posible relación entre la temperatura en el volcán Villarrica y la temperatura en la tropósfera media baja en Puerto Montt (radiosonda más cercano). Se obtuvo la correlación entre la temperatura del aire en el volcán, correspondiente a una estación meteorológica ubicada a 1900 msnm, y la temperatura registrada por el radiosonda en Puerto Montt a distintas alturas (superficie - 5600 m) durante el periodo de datos existentes en el volcán (7 de julio - 9 septiembre de 2004 y 20 de mayo - 20 julio de 2005). Se encontró para el 2004 que la correlación es máxima (0.90) a 2100 m. Para el año 2005, se encontró una correlación menor, con un máximo de 0.86 a 1660 m. Al promediar la temperatura del Radiosonda de Puerto Montt entre 1500 y 2500 m, las correlaciones obtenidas con la temperatura en el volcán Villarrica es de 0.90 y 0.86 para los periodos con datos en 2004 y 2005, respectivamente.

Las series de tiempo de la temperatura en el volcán Villarrica y la temperatura promedio entre 1500 y 2500 m en Puerto Montt, se muestran en las figuras 4 y 5, para los años 2004 y 2005 respectivamente. Es clara la reproducción en Puerto Montt de los eventos de temperaturas altas del volcán Villarrica. Las barras negras, muestran los días con temperaturas superiores o iguales a 1°C en el volcán Villarrica, siendo evidente la alta coincidencia con lo observado en Puerto Montt en ambos periodos. Destaca la

ocurrencia del evento más intenso del 7 al 11 de agosto con un máximo de 13.1°C alcanzado el día 8 de agosto.

Es interesante indicar que no solo existe coincidencia entre los eventos de calentamiento, sino también en los días frios en ambos periodos. Esto muestra que los procesos de calentamiento/enfriamiento observados a casi 2000 m en las faldas del volcán Villarrica tienen un origen al menos regional, dejando los procesos locales asociados al término diabático de la ecuación 1.6 (flujos turbulentos de calor entre la superficie y el aire, cambio del albedo debido a derretimiento o acumulación del nieve, pérdida radiativa en noches despejadas, etc), con un rol secundario.

La figura 6 muestra la temperatura para los respectivos periodos de estudio en los años 2004 y 2005, entre la superficie y 5600m. Se indica los días de *eventos de ablación*, con un rectángulo negro en la parte inferior de la figura. Se observa una clara relación para ambos años entre la temperatura del radiosonda en altura en Puerto Montt y los eventos. En esta figura se observa que los eventos tanto de calentamiento como de enfriamiento que se presentan alternadamente durante el invierno, comprometen a prácticamente toda la primera mitad de la tropósfera. Esta coherencia vertical se refleja en la alta correlación entre las temperaturas del radiosonda de Puerto Montt y la estación meteorológica en el volcán Villarrica, que es siempre superior a 0,7 desde 500 a 5600m. Nuevamente, esta evidencia refuerza la idea que los procesos locales, cercanos a la superficie, tienen un rol secundario para explicar los eventos de ablación observados en el volcán Villarrica.

Respecto de la humedad relativa durante los eventos de ablación (figura 7), se observa que en algunos eventos hay una disminución o secamiento por debajo del 30 %, salvo por algunos eventos de calentamiento a fines de agosto de 2004. En 2005, se observa un secamiento, pero de 3000 m hacia arriba, salvo por un evento que comienza en julio. Es interesante observar que el secamiento tiende a aparecer en el o los días previos del aumento de temperatura.

Con respecto al viento, durante los días de altas temperaturas; para el año 2004 se observa viento predominante del este, tanto en superficie como cerca de los 2000m de altura, que corresponde a la altura de la estación meteorológica en el volcán Villarrica, en varios de los eventos marcados con una franja negra en la parte inferior de la figura 8 . No obstante, en la figura 9, que corresponde al invierno de 2005, no hay una predominancia clara del viento durante los eventos de ablación.

La figura 10 muestra el diagrama de dispersión entre las temperaturas observadas en el volcán Villarrica y a una altura promedio de 2000 m por el radiosonda de Puerto Montt. Las líneas sólidas vertical y horizontal muestran el límite de 1°C. De un total de 125 días observados (63 en 2004 y 62 en 2005), hay 26 días con temperaturas de al menos este umbral tanto en el volcán Villarrica como sobre Puerto Montt, lo que corresponde a un valor aproximado del 20 % de los días. Sin embargo, hay total coincidencia en 21 días, dejando 5 días en que el evento solo se observa en Villarrica y otros 6 en que solo se observa en Puerto Montt. El error, al utilizar la temperatura promedio en torno a 2000 m del radiosonda en Puerto Montt es del orden del 20 %.

Debido a la clara relación entre los eventos de alta temperatura en el volcán Villarrica y la temperatura en altura registrada por radiosondeos en Puerto Montt, se utiliza esta última como un índice de eventos de ablación, extendiendo el periodo de análisis a 1958-2010.

Para llevar a cabo el estudio de los eventos de ablación, se analizó un periodo de invierno comprendido entre el 15 de mayo y 15 de septiembre (124 días) para cada año. En particular, para contabilizar el número de días con eventos de ablación por año, se exige que al menos exista el 80 % de los días durante el periodo invernal. De esta manera se descartan 9 años en el periodo 1958-2010.

Del total de días del periodo invernal (15 mayo a 15 septiembre), 1391 días equivalente al 25,5 % del periodo, presentan temperaturas iguales o superiores a 1°C (figura 11.

La figura 12 muestra la cantidad de días por año, destacando el año 1979 con un máximo de 50 días y el año 1967 con un valor mínimo de 10 días. En promedio ocurren 31 días($\pm$ 5 días) de ablación entre mediados de mayo y mediados de septiembre. Se observa una leve tendencia negativa del número de eventos de ablación, de aproximadamente -1 día cada 2 década. Sin embargo, y de acuerdo a un test de Monte Carlo, esta tendencia no es significativa. También se exploró la posibilidad de que los eventos de ablación fueran cada vez más cálidos debido al calentamiento antropogénico. El valor promedio de temperatura de los eventos de ablación por año no muestra una tendencia significativa en el periodo 1960-2010 (no mostrado), de acuerdo a un test de Monte Carlo.

Es claro desde las figuras 4 y 5, que los días con temperaturas de al menos 1°C a 2000 m de altura en la zona en torno al volcán Villarrica, se agrupan en eventos que tienen distintas duraciones e intensidades. En el periodo de estudio se encontraron 676 eventos en 44 años, con un promedio de 15 eventos por año. En la figura 13 se muestra la frecuencia relativa y la duración en días de los eventos de ablación. Más de la mitad de los eventos (52 %) tienen una duración de solo un día, disminuyendo al 27 % los eventos con dos días de duración y al 11 % cuando la duración es de tres días. Cerca del 10 % de los eventos tienen duraciones de 4 y 5 días, y a partir de 6 o más días de duración, la cantidad de eventos observados es muy baja. Destaca el evento de 14 días de duración, observado en mayo de 2004.

Los eventos, se distribuyen durante todo el periodo invernal (figura 14). La mayor parte de los eventos con duración mayor a 5 días ocurren desde el 15 de mayo hasta mediados de junio.

3.2. Configuraciones sinópticas durante los eventos de ablación mediante Compuestos

El análisis de compuesto requiere determinar el primer día en que aparece una temperatura igual o superior a 1°C, es decir, cuando se inicia el evento de ablación independientemente de la duración. De la figura 14 es claro que hay días con altas temperaturas que son eventos de ablación que duran un día, pero que están separadas entre ellas por uno o dos días. Para elegir los días previos (uno y dos días antes del inicio del evento), se exige que la temperatura observada sea inferior a 1°C. En la figura 15 se muestra la evolución promedio de los eventos de ablación, desde dos días antes de su inicio hasta dos días después. Durante el primer día, las temperaturas fluctúan entre 1°C y 8°C, aumentando la varianza en los días siguientes. En particular, la temperatura máxima de los eventos se observan en el segundo día de evento, sobrepasando en algunos casos los 10°C.

Con el objetivo de determinar la estructura sinóptica media de los eventos de ablación, asociados a altas temperaturas en el volcán Villarrica, se realizó un análisis de compuestos de los eventos, seleccionados a partir del índice basado en la temperatura promedio a 2.000 msnm provenientes del radiosondeo en Puerto Montt.

Las figuras que se describirán a continuación están compuestas por dos paneles, indicando: el panel superior muestra como área sombreada, el campo de temperatura del aire y vector de viento a 775 hPa; el panel inferior, muestra como área sombreada el movimiento vertical (omega) a 775 hPa, y como contorno la presión al nivel del mar.

Para realizar este análisis de compuestos de las distintas variables, se consideró que el aumento de la temperatura del aire, se debe principalmente a 2 procesos: advección horizontal de calor y calentamiento adiabático. Por lo tanto, para observar advección horizontal de aire cálido se realizaron compuestos de temperatura y viento horizontal (componente zonal y meridional como un campo vectorial). De esta manera cuando los vectores de viento crucen las isotermas de mayor a menor temperatura es una indicación

de advección de aire cálido a cierta región. Cuando el vector de viento va de menor a mayor temperatura, indica advección fría. Por otra parte, valores positivos de omega, indicarán calentamiento adiabático debido al descenso y compresión del aire. Por el contrario, valores negativos de omega indican ascenso de aire y enfriamiento debido a la expansión.

La significancia estadística de este análisis se confirma, por medio del test de Monte Carlo, con el intervalo de confianza a un nivel de 95 %. Se observan vectores de viento solo cuando hay significancia estadística. Para el caso de la temperatura, la significancia se indica con barras oblicuas. Por otra parte, omega es significativo donde hay barras oblicuas y la presión superficial donde hay puntos.

La circulación promedio del periodo 15 mayo - 15 de septiembre se caracteriza por un flujo desde el oeste a lo largo de la región sur de Chile (figura 16a). Sobre la región de Los Lagos, alrededor de 40°S, la temperatura fluctúa entre -2 y -1 °C a 775 hPa. Hacia latitudes menores, en la zona subtropical del norte de Chile (32°S), el promedio de temperatura a 775 hPa es sobre 4°C, y se observa un fuerte flujo de viento hacia el ecuador. Sobre la zona norte de Chile se observa viento con componente norte, debido al bloqueo que ejerce la cordillera. El latitudes subtropicales el anticiclón del Pacífico Sur predomina en la circulación al norte de 35°S. Asociado al anticiclón se observa una región de subsidencia y calentamiento (figura 16b). Al sur de 35°S se observa flujo ascendente (descendente) están presente a barlovento y (sotavento) de la cordillera de los Andes forzados por la topografía y viento oeste.

Para determinar la evolución del patrón sinóptico antes y durante un evento de ablación, se analizaron en forma general compuestos de dos y un día antes del comienzo de un evento, y del primer día del evento.

En el compuesto de dos días antes del inicio del evento, de la figura 17, se observa viento predominante desde el suroeste que cruza las isotermas desde menos a más temperaturas sobre la región centro-sur de Chile. Se observan temperaturas a 775 hPa

incluso inferiores a los valores climatológicos de la figura 16, lo que coincide con el hecho que se eligieron días previos con temperaturas inferiores a 1°C en Puerto Montt. En particular, se puede ver que en torno a 40°S la temperatura es de -1°C a -4°C, comparado con la climatología que va entre -1°C y -2°C. En el panel inferior, se observa en superficie un anticiclón presente entre 30° y 35°S, acercándose y estirándose ligeramente hacia el continente. Hacia el norte, se observa una baja costera. Este patrón es muy similar al compuesto de un días antes de la culminación de una baja costera en Chile, de acuerdo a Garreaud et al. (2002). Asociado a este patrón, se observa subsidencia, descenso de aire, sobre la región de estudio, indicando claramente que dos días antes el proceso más importante es el calentamiento adiabático, considerando que la advección es incluso fría.

El compuesto de un día antes del inicio del evento de ablación, de la figura 18, muestra claramente la continuación del patrón descrito anteriormente. Se observa que el anticiclón está desplazado hacia el sureste, presentando lo que se conoce como ˝cuña˝anticiclónica sobre la zona centro-sur de Chile, con presencia en el territorio argentino. Al mismo tiempo, se observa descenso de aire en gran parte de Chile y Argentina, incluyendo la región de estudio. Este patrón ha sido previamente descrito por Rutllant y Garreuad (2004) en asociación con eventos de viento descendente por la cordillera en Santiago, conocido como viento Raco, y por Garreaud et al. (2002), para el día de culminación de bajas costeras en la costa norte y central de Chile. En el panel superior de la figura 18 se ve que la advección sobre Chile centro-sur sigue siendo fría, aunque es menos evidente que en el compuesto de dos días antes (figura 17).

Durante el primer día del evento un evidente calentamiento se observa en el sur de Chile (fig. 19a). Específicamente la temperatura a 775 hPa es 2°C superior con respecto a la climatología. En superficie el anticiclón aparece en latitudes subtropicales y medias sobre Argentina, mientras que a 775 hPa hay descenso de aire, al norte de los 40°S, y vientos del noroeste están presentes en el sur de Chile. La inclinación de las isotermas

y los vientos alrededor de 40° S, sugieren advección cálida sobre la región en estudio. Junto a esto, el descenso de aire y por ende calentamiento adiabático aparece al norte de 41°S. Así entonces, durante el primer día del evento de ablación, se presentan ambos procesos de calentamiento. El calentamiento adiabático, asociado a aire que desciende desde la cordillera en relación al paso de un anticiclón en superficie, está presente desde dos días antes del inicio del evento, mientras que solo durante este día se observa una clara advección cálida. se agre

El 5 % más cálido de los eventos, figura 20, que corresponde a los eventos sobre el percentil 95, están caracterizados por una baja costera ya desarrollada (fase de culminación) en superficie (Garreaud et al. 2002). El intenso calentamiento observado al norte de 45°S, con temperaturas a 775hPa de 5°C o más sobre la temperatura climatológica (figura 16), se debe esencialmente a la compresión adiabática, en relación al viento descendente sobre el centro-sur de Chile. De acuerdo a Garreaud et al. (2002), se observa un anticiclón migratorio en el sur moviéndose hacia el este de los Andes, forzando el flujo del este, descendiente que causa el calentamiento adiabático, y de este modo el aumento de la temperatura en la región de Los Lagos.

3.3. Balance de energía del evento 6-8 agosto 2004

Durante agosto del 2004, altas temperaturas se registraron en la estación meteorológica del volcán Villarrica. Específicamente durante los días 7 al 11 de agosto, las temperaturas superaron por varios grados el umbral de 1°C, alcanzando temperaturas incluso superiores a 10°C. Es por lo intenso de este evento, que se decidió estudiar en profundidad e identificar los procesos que explican tan alta la temperatura durante esos días. El análisis se basa tanto en el análisis de los campos reanalizados del NCEP-NCAR, como en la simulación númerica, que permite obtener el balance de calor en la atmósfera en dicho periodo.

3.3.1. Reanálisis

Las figuras 21 y 22 muestran los campos de temperatura y viento horizontal (lado izquierdo) y de velocidad vertical (omega) y la presión a nivel del mar (lado derecho). Para los días 5, 6 y 7 de agosto (figura 21) ; y la para los días 8, 9 y 10 de agosto (figura 22).

El día 5 de agosto se caracteriza por la presencia de viento del sur en gran parte de la costa de Chile, con temperaturas a 775 hPa bajo 0°C al sur de 30°S. De esta manera, es clara la advección fría en la región del volcán Villarrica. Por otra parte, un anticiclón migratorio se aproxima a la costa de Chile, causando subsidencia. Hacia el oeste, a 110°W, se observa un centro ciclónico.

El día 6 de agosto, las temperaturas a 775 hPa aumentaron al sur de 35°S, en aproximadamente 5° a 7°C. Resulta importante el paso de un anticiclón migratorio, que sigue forzando viento del Este en el sur de Chile, y de esta manera, aumentando la temperatura por compresión adiabática. Durante este día la advección es claramente fría sobre la región de estudio. El día 7 de agosto, la temperatura toma valores en la región de Los Lagos que supera los 2°C, y a 40°S la temperatura fluctúa entre 4° y 6°C. Al mismo tiempo en superficie, el día 7 de agosto el anticiclón se traslada hacia

territorio Argentino, tomando una forma de ″riñón ″; observándose una baja costera en la costa norte de Chile, patrón ya identificado por Garreaud et al. (2002). Este día se mantiene el movimiento vertical descendente sobre la zona de estudio. Sin embargo a diferencia de los días anteriores, la advección fría no es evidente, apareciendo advección cálida en torno a 40°S más bien debil.

El día 8 de agosto (figura 22) la temperatura aumenta considerablemente en Chile centro-sur, alcanzando en la región del volcán Villarrica valores entre los 6° y los 8°C. A diferenca de los días previos, ya se observa viento del norte, siendo fuerte la advección cálida desde latitudes subtropicales. Este día corresponde a la máxima temperatura registrada en el volcán Villarrica, con un valor de 13.1°C (fig. 4). Entre 30°y 35°S se ve un centro de baja presión cerca de la costa de Chile, que corresponde a una baja segregada en altura bastante intensa, caracterizada por ascenso de aire. Sin embargo en la región del Volcán Villarrica aún hay descenso de aire, provocando compresión adiabática.

El día 9 de agosto la temperatura en la región de Los Lagos fluctúa entre 6 y 8 grados, con viento de componente norte. La baja segregada se ha acercado al continente provocando con el giro ciclónico, la advección de aire cálido hacia el sur. Al mismo tiempo, al sur de 37°S continúa el descenso de aire, y compresión adiabática; lo que intensifica y mantiene las temperaturas altas en el sur de Chile. En las horas posteriores se comienza a disipar la baja segregada. La temperatura entre los 37° y 43°S es de aproximadamente 8 a 10°C, con viento del noreste; forzando nuevamente el descenso de aire y compresión adiabática.

3.3.2. Simulación

Al igual que para los datos reanalizados, las figuras 23 y 24 muestran los campos simulados con WRF desde el 5 al 10 de agosto a las 8:00 hora local. La evolución de los patrones sinópticos en la simulación es similar a la descrita con los reanálisis

NCEP-NCAR. En resumen, el calentamiento adiabático está presente desde días antes del evento de ablación, debido al paso desde el océano Pacífico hacia Argentina de un anticiclón migratorio en latitudes medias. En este evento, en particular, detrás de la alta presión se observa un intenso centro de baja presión muy intenso que a 750 hPa se ve claramente por su circulación ciclónica. Esta baja presión se segrega claramente entre el 7 y 8 de agosto entre 25° y 35°S, ubicándose lejos del contienente en 85°W. El viento norte, hacia el este de la baja segregada, se hace presente sobre Chile el 8 de agosto, momento en que posiblemente la advección de calor llega a la región de estudio. Esta advección se mantiene hasta el 10 de agosto.

Balance evento 2004

La figura 25 muestra la temperatura horaria medida en el volcán Villarrica (color azul), el promedio de la temperatura entre 1500 y 2500 m por el radiosonda a las 8 hora local en Puerto Montt (asteriscos verdes), y la temperatura simulada a 2000 m de altura en la grilla que contiene al volcán Villarrica (color rojo). La simulación es muy cercana a lo observado , salvo por el día 10 de agosto, cuando disminuye la temperatura en el volcán, mientras que la simulación muestra un aumento. Es interesante que en el radiosonda de Puerto Montt también aumenta la temperatura el día 10 de agosto. Esto podría indicar que la disminución observada en la estación meteorológica del volcán Villarrica se debe a condiciones locales no consideradas en la simulación numérica. Tanto en los datos observados como en la simulación reproducen bien el rápido aumento de temperatura que se observa entre el 5 al 7 de agosto. En todos los casos, la mayor tendencia de la temperatura se observa entre el 6 y 7 de agosto. Es importante notar que antes de sobrepasar el umbral de 1°C durante el día 7, se observa un aumento desde temperaturas muy bajas (-3° a -5°C), lo que ocurre entre el 5 y 6 de agosto.

Las figuras 26 y 27 muestran el resultado del balance de calor para los pares de días: 5 a 6 y 6 a 7 (figura 26); 8 a 9 y 9 a 10 de agosto (figura 27). En los paneles superiores

se muestra la tendencia entre ambos días; los paneles medio muestran la advección horizontal de calor; y los paneles inferiores contienen el término adiabático. Respecto de la tendencia de la temperatura, se observa que el calentamiento entre los días 5 y 7 de agosto tiene una escala espacial sinóptica, de varios cientos a miles de kilómetros. El mayor calentamiento entre el 5 y 6 de agosto está centrado en aproximadamente 33°S frente a Chile, moviéndose hacia el sur y el continente entre el 6 y 7 de agosto. Entre estos días, el mayor calentamiento se observa sobre Chile centro sur, centrado en aproximadamente 37°S. En los días posteriores, entre el 7 y 9 de agosto, el calentamiento se traslada hacia el sector argentino, aunque se mantiene una tendencia positiva del orden de 2°C sobre la región de estudio. Una rápida inspección de los patrones de ambos forzantes (advección horizontal de calor y compresión adiabática) muestra que el factor más importante para explicar el aumento de temperatura entre el 5 y 7 de agosto es la compresión adiabática del aire descendente (en la figura se indican los valores negativos de omega que corresponden a descenso de aire). La concordancia entre el calentamiento adiabático y la tendencia positiva de la temperatura es muy clara. Durante este periodo, la advección de calor es negativa sobre la región de estudio o es levemente positiva en relación a viento del este. Efectivamente, entre los días 7 y 9 la advección desde el norte en relación a una baja segregada advecta calor sobre la zona de estudio, aunque esto es más evidente para la parte más norte de la zona centro-sur de Chile. Sigue habiendo compresión adiabática, aunque muy leve.

En la figura 28 se observa el residual, que corresponde a la diferencia entre la tendencia de temperatura (lado izquierdo de la ecuación (1.7)) y la suma de los términos advectivos y adiabático (lado derecho de la ecuación (1.7)), para cada uno de los pares de días entre el 5 y 9 de agosto. Como se ve claramente, los residuales sobre la región de estudio son del orden de 3°C entre el 5 y 6 de agosto, y de 5°C para el par 6-7 y 7-8 de agosto. Hay dos posibilidades para explicar este resultado. En primer lugar, la manera de calcular la tendencia o los promedios de los forzantes puede provocar alguna

diferencia más bien aritmética. En segundo lugar, y lo más factible, es que el término diabático explique total o parcialmente el residual. Cuando el residual es positivo, significa que sobra calor, es decir debe haber uno o varios procesos que enfríen el aire, por ejemplo emisión de radiación infrarroja o reflección de radiación de onda corta. Cuando el residual es negativo indica que falta aportar calor al balance, por ejemplo, mediante la liberación calor latente cuando hay condensación o flujo turbulento de calor sensible en la capa límite. En la figura 28 se ha agregado la precipitación promedio de los pares de días y estos patrones coinciden gruesamente con sectores donde falta calor (residual negativo). En el caso de los residuales positivos, es más difícil de determinar su origen. Es importante destacar, sin embargo, el calentamiento adiabático es mayor que el residual, indicando que este proceso es el más importante para explicar la tendencia positiva de la temperatura en el evento del 7 al 10 de agosto de 2004.

Capítulo 4

Conclusiones

Este estudio presenta un análisis de la ocurrencia de eventos de ablación en invierno en el volcán Villarrica, así como una descripción de los patrones espaciales que causan el calentamiento de la atmósfera. Luego de analizar datos meteorológicos del volcán Villarrica y de Puerto Montt, se destaca la alta coincidencia tanto de los periodos de calentamiento como de enfriamiento, en localidades separadas por aproximadamente 200 km de distancia. La correlación encontrada es del orden de 0,9 al comparar valores diarios de la temperatura en los periodos observados de 2004 y 2005 en el volcán Villarrica y el radiosondeo en Puerto Montt a 2000 m. Esta correlación permite utilizar la serie de tiempo de temperatura en torno a 2000 m en la estación de Puerto Montt para estudiar eventos de ablación en la zona sur de Chile en el periodo 1958-2010.

Los días de ablación se definen como aquellos días en los cuales la temperatura es igual o superior a 1°C. En promedio, se observan 31 días con temperatura sobre este umbral en el periodo 15 de mayo - 15 de septiembre, variando interanualmente entre 10 y 50 días. En el periodo de estudio no se encontró una tendencia significativa del número de días de ablación, como tampoco se observó una tendencia de la temperatura promedio de los días de ablación. Los días con condiciones de ablación se distribuyen en eventos con duraciones variables. En promedio, se observan 15 eventos en el periodo invernal. Más del 50 % de los eventos tiene una duración de solo 1 día, mientras más del 20 % presenta duraciones de 2 días. Luego, un poco más del 10 % duran 3 días, habiendo

algunos casos poco frecuentes con duraciones superiores hasta de dos semanas.

La definición de eventos de ablación, permite realizar un análisis de compuestos de las condiciones sinópticas del día en que se inicia el evento, uno y dos días antes, como también del 5 % de días de ablación con temperaturas más extremas. La principal conclusión es que el proceso principal que provoca el calentamiento desde la fase previa hasta el inicio de la ablación, en que la temperatura aumenta desde valores muy por debajo de 0°C hasta superar el umbral de 1°C, es la compresión adiabática debido a descenso de aire por la cordillera de Los Andes. El descenso de aire estás asociado a viento del Este, que resulta del ajuste geostrófico de la atmósfera media baja al pasar un anticiclón o alta migratoria por el sur de Chile, lo que aumenta el gradiente meridional de presión. El paso desde el océano hacia Argentina ocurre durante varios días, lo que provoca el aumento gradual de la temperatura. La advección de calor, asociado a la aproximación de una prevaguadas, con vientos desde el Noroeste, se hace importante durante el primer día del evento de ablación y posiblemente, en los días posteriores que dura el evento. Es interesante destacar que el paso de una alta migratoria por el sur de Chile es parte esencial en el desarrollo de otros fenómenos atmosféricos en Chile, como el desarrollo de bajas costeras en la costa norte y central de Chile. De hecho, los patrones sinópticos asociados a los días con temperatura más altas a 2000 m de altura en el sur de Chile, son exactamente los encontrados para la fase de culminación de una baja costera, descrito en trabajos publicados anteriormente.

La simulación y balance de calor durante el evento más extremo de agosto de 2004, permite tener mayor claridad de cómo cada proceso físico participa en el aumento de la temperatura durante los días de ablación. Es importante destacar que solo se considera los términos de advección horizontal de calor y la compresión adiabática debida a movimientos verticales para balancear la tendencia de temperatura, descartando el calentamiento diabático. Se confirma el hecho que el mayor proceso físico involucrado en el calentamiento necesario para elevar la temperatura desde valores inferiores a -3°C

por sobre 10°C es la compresión adiabática, lo que sucede entre el 5 y 7 de agosto. Adicionalmente al calentamiento adiabático, el día 7 de agosto, una componente de viento norte advecta calor hacia la región, permitiendo que el calentamiento se mantenga en los días posteriores. Sin embargo, a pesar de la concordancia entre la tendencia de la temperatura y los patrones de calentamiento asociados a ambos términos, existe un residual que solo puede ser atribuido al calentamiento diabático, aunque siempre es posible que la manera de calcular los términos advectivo y adiabático puede introducir ruido en el balance. De todas maneras, el residual sobre la región de estudio es menor que el calentamiento producido por el término de calentamiento adiabático, lo que permite seguir concluyendo que es este proceso el más importante para explicar los eventos de ablación en alturas cercanas a 2000 m sobre la cordillera de Los Andes, durante la estación de invierno.

Figuras

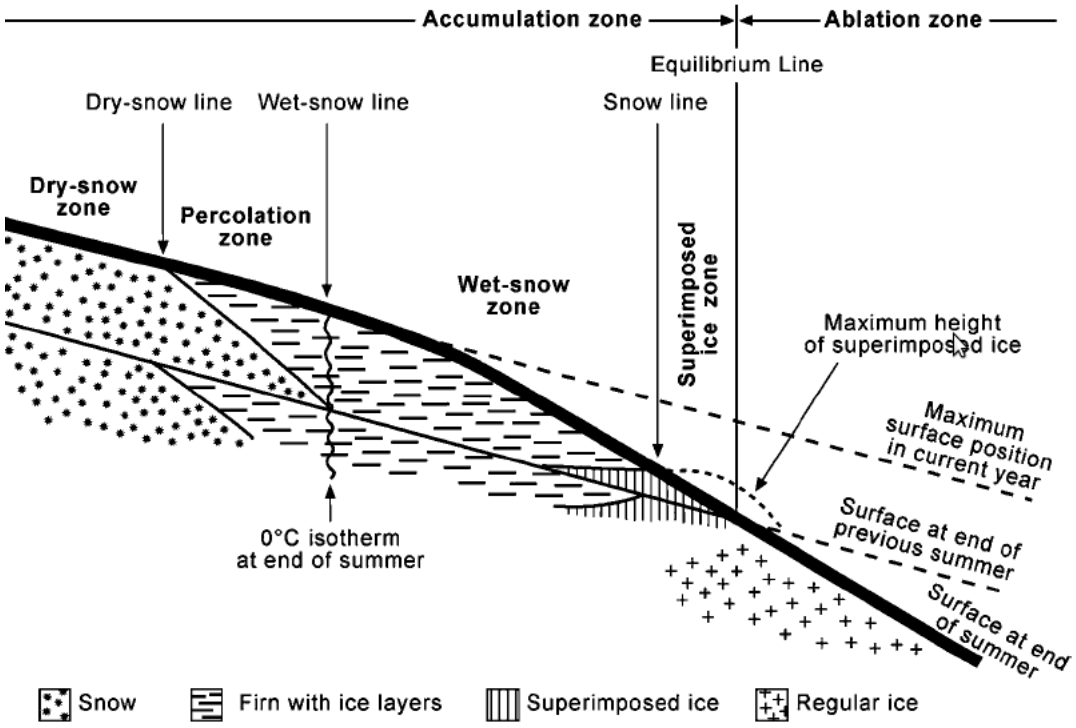


Figura 1: Zonas de un glaciar templado

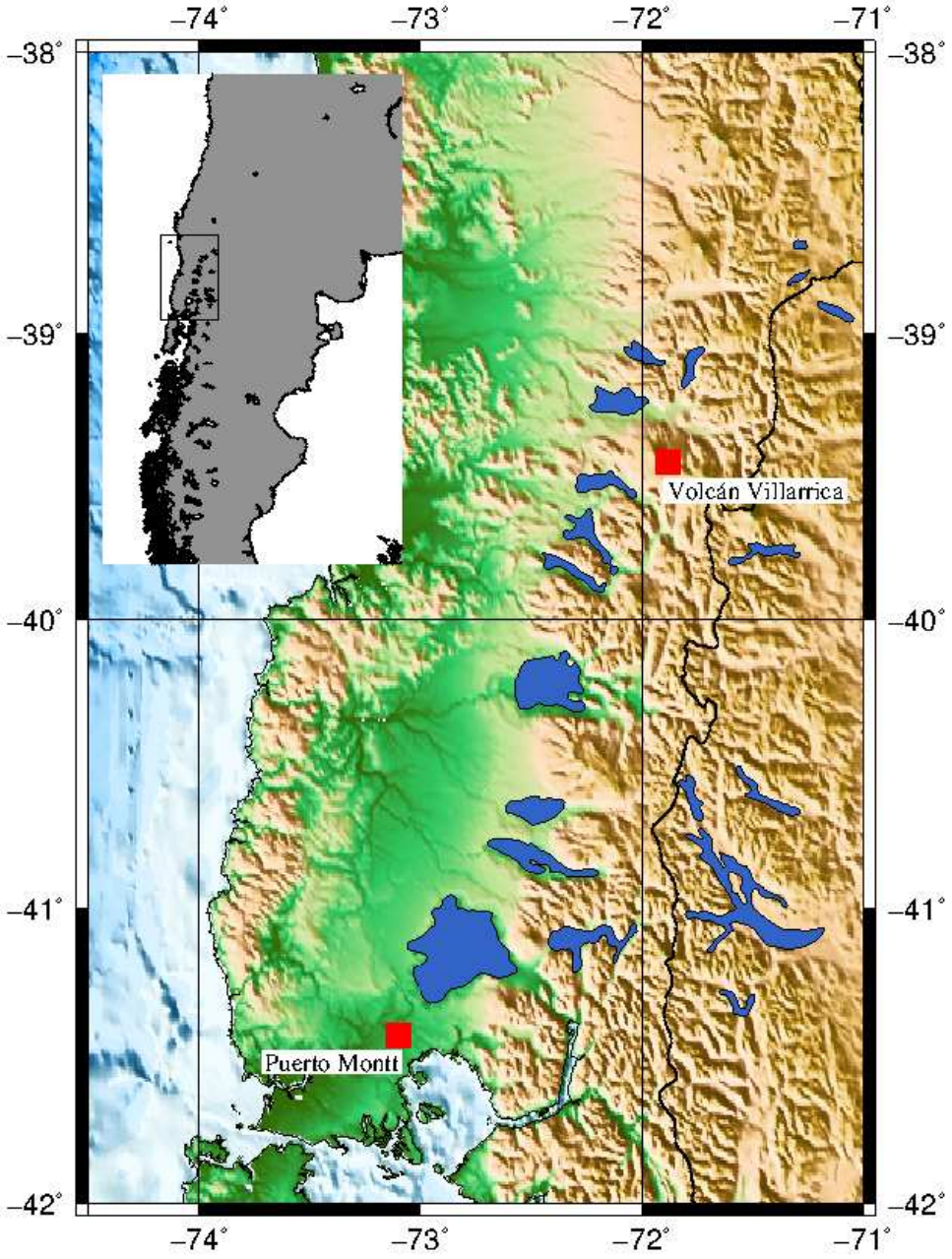


Figura 2: Mapa de estaciones, con cuadro rojo, se identifica el Volcán Villarrica y más al sur Puerto Montt

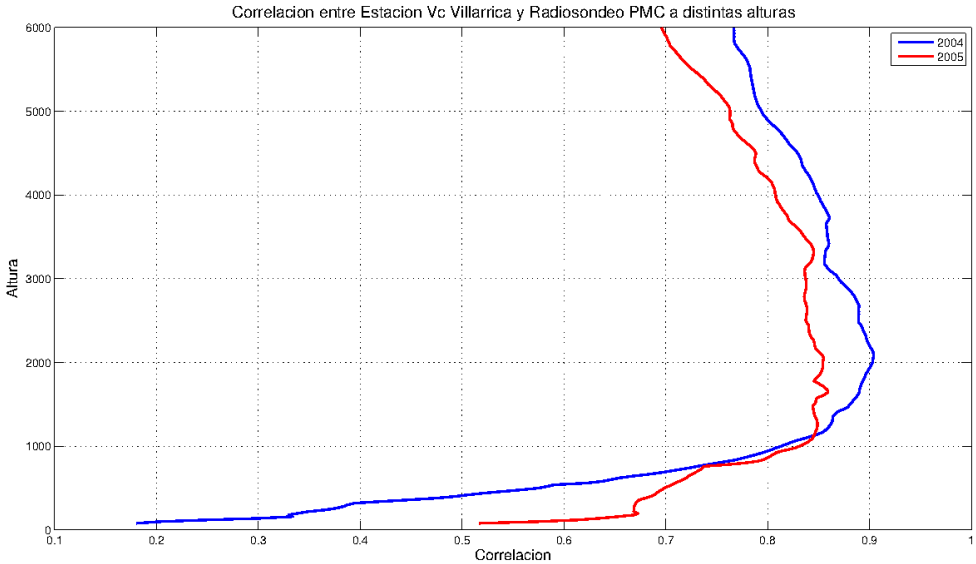


Figura 3: Correlación entre Estación meteorológica ubicada en el Volcán villarrica y radiosonda, a distintas alturas; año 2004 (azul) y 2005 (rojo).

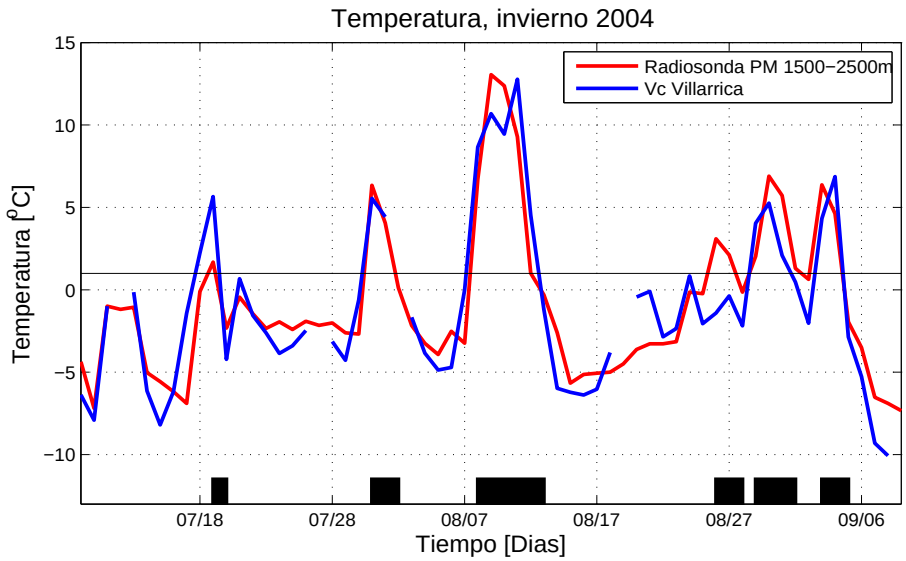


Figura 4: Temperatura invierno 2004, en rojo se observa la temperatura en la estación meteorológica ubicada en el Volcán Villarrica, y en azul la temperatura a 2000m en el radiosonda de Puerto Montt; las barras inferiores en color negro muestran los días sobre 1°C

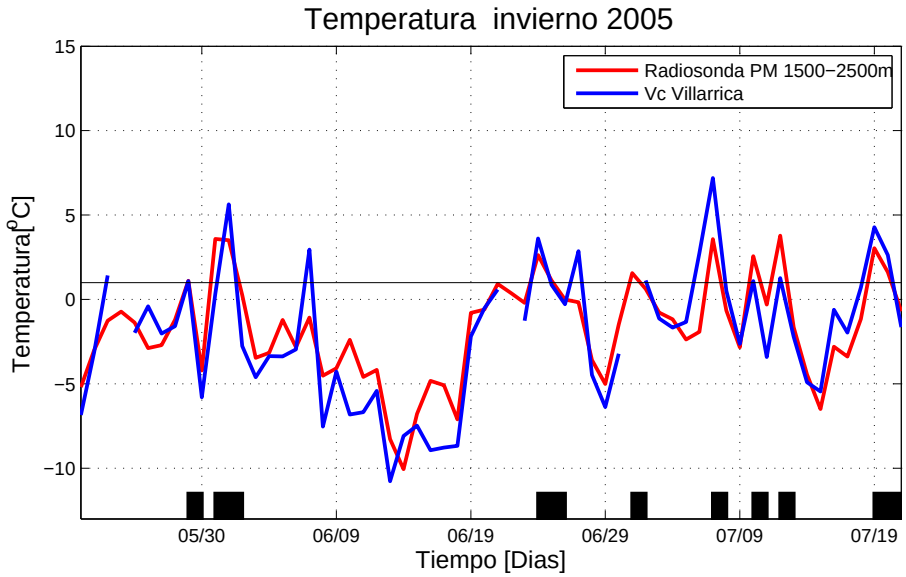


Figura 5: Similar a la figura 4, para la Temperatura invierno 2005

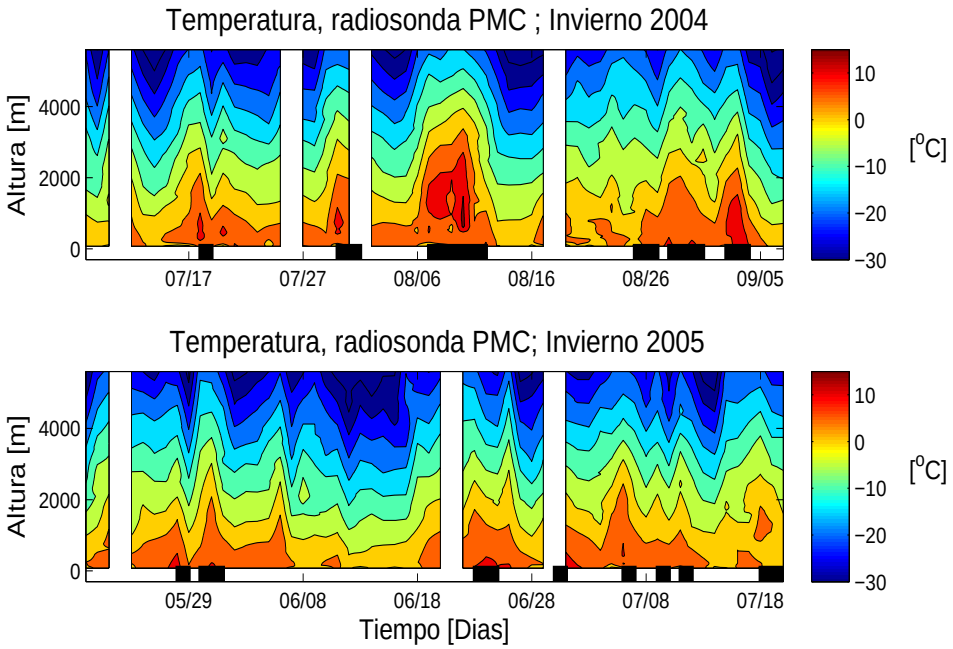


Figura 6: Representación de tiempo y altura de la Temperatura en el radiosonda diario (8:00 am, hora local) en Puerto Montt; en el panel superior para el año 2004, y panel inferior, año 2005. Como franja negra inferior en cada panel se encuentran los días con temperaturas sobre 1°C en el Volcán Villarrica.

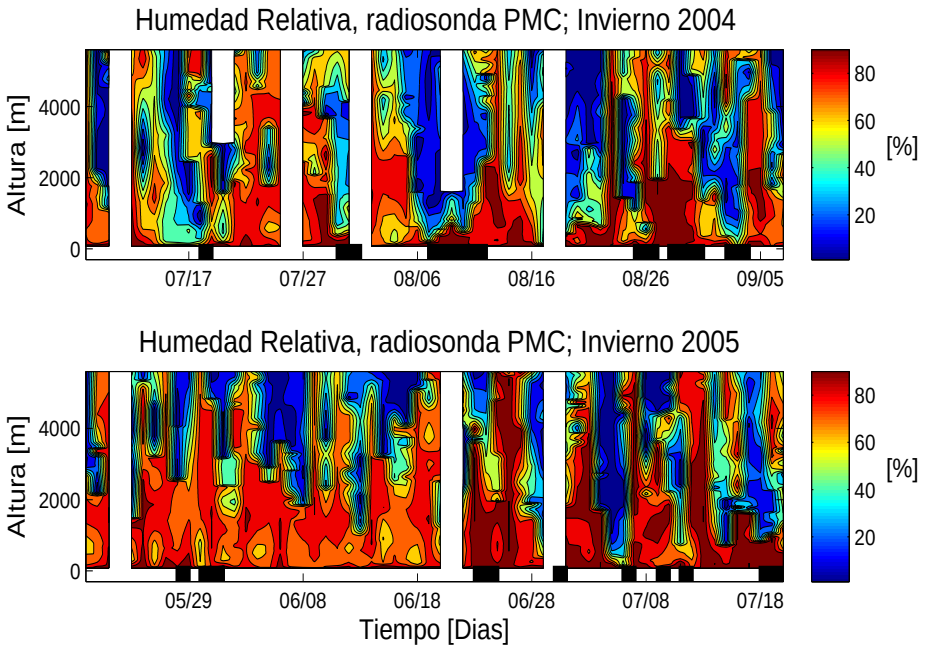


Figura 7: Representación de tiempo y altura de la Humedad relativa del radiosonda diario (8:00 am, hora local) en Puerto Montt; en el panel superior para el año 2004, y panel inferior, año 2005. Como franja negra inferior en cada panel se encuentran los días con temperaturas sobre 1°C en el Volcán Villarrica.

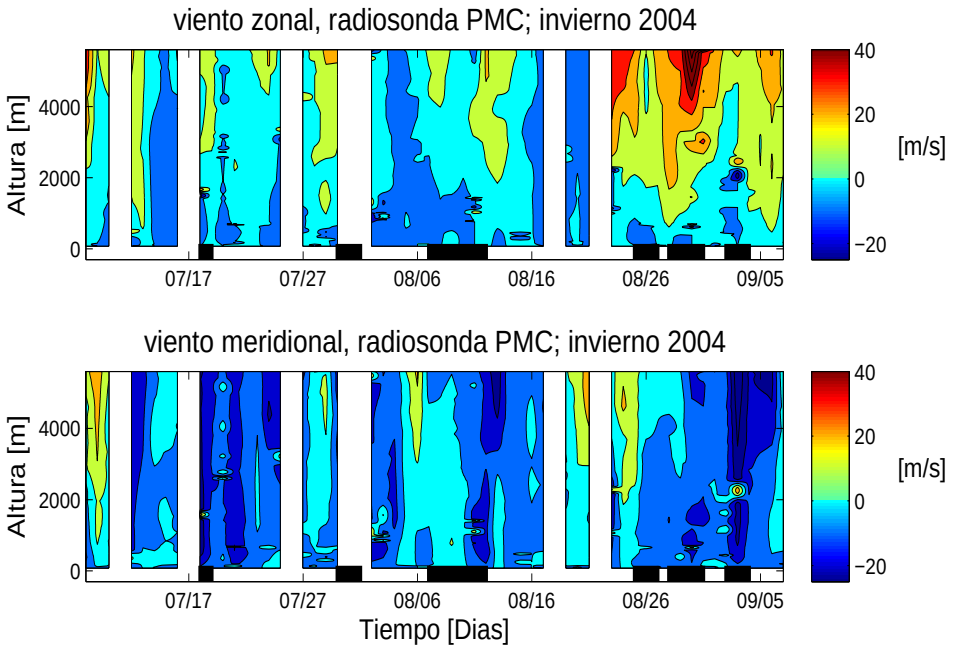


Figura 8: Representación de tiempo y altura del viento en el radiosondeo diario (8:00 am, hora local) en Puerto Montt, para el año 2004; en el panel superior para la componente zonal; y panel inferior, para la componente meridional. Como franja negra inferior en cada panel se encuentran los días con temperaturas sobre 1°C en el Volcán Villarrica.

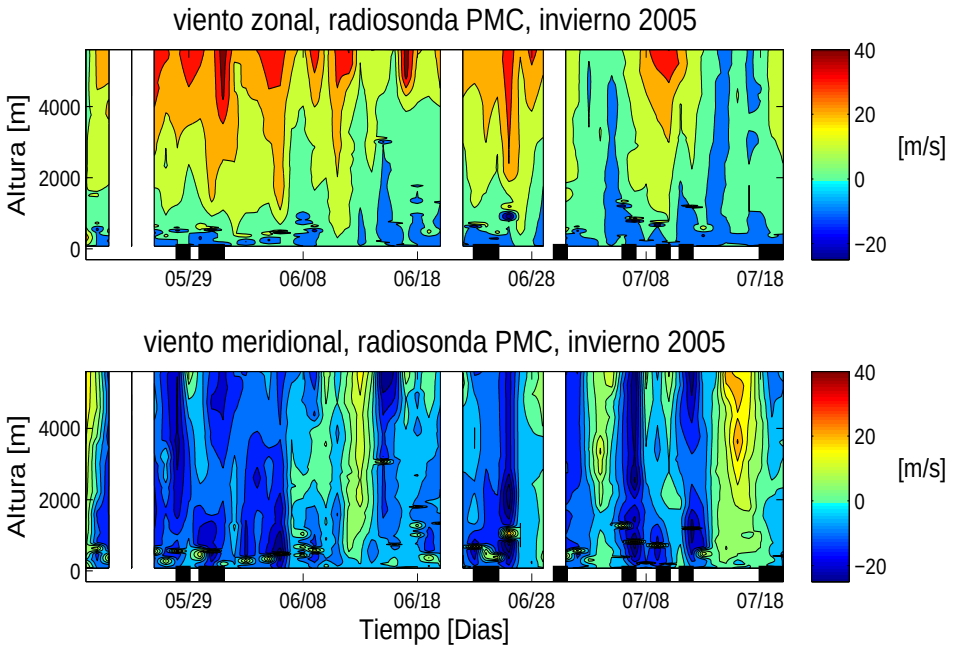


Figura 9: Representación de tiempo y altura del viento en el radiosondeo diario (8:00 am, hora local) en Puerto Montt, para el año 2005; en el panel superior para la componente zonal; y panel inferior, para la componente meridional. Como franja negra inferior en cada panel se encuentran los días con temperaturas sobre 1°C en el Volcán Villarrica.

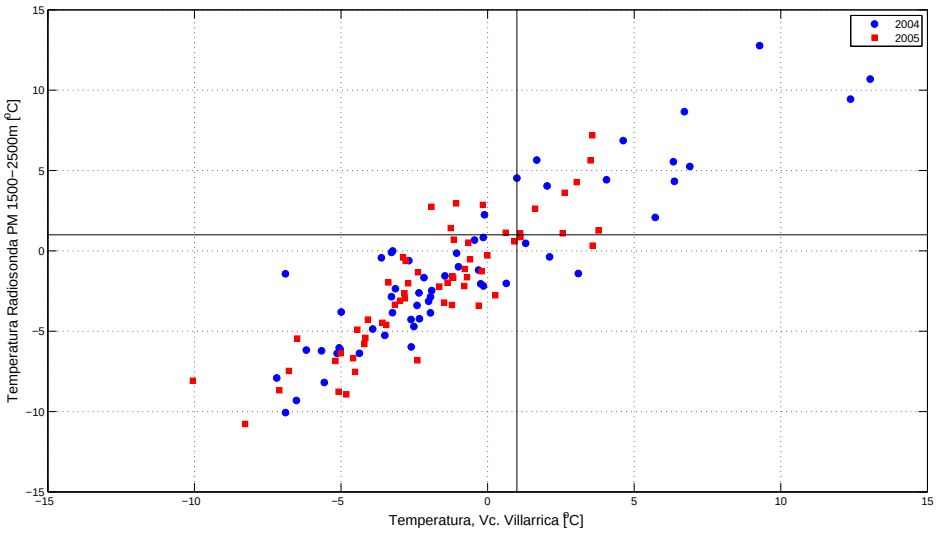


Figura 10: Diagrama de dispersion entre la temperatura en el volcán Villarrica (eje x) y la temperatura a 2000 m en Puerto Montt (eje y). Los eventos marcados en azul (rojo) corresponden al año 2004 (2005).

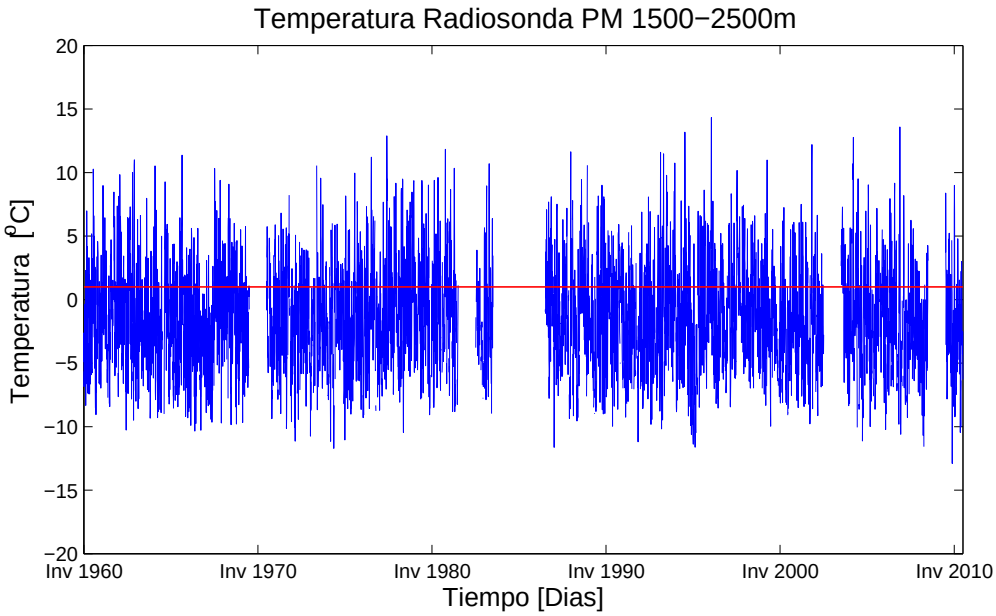


Figura 11: Temperatura diaria (8:00 am hora local) a 2000m del radiosondeo en Puerto Montt, durante el periodo invernal (15 mayo - 15 septiembre, entre los años 1958-2010

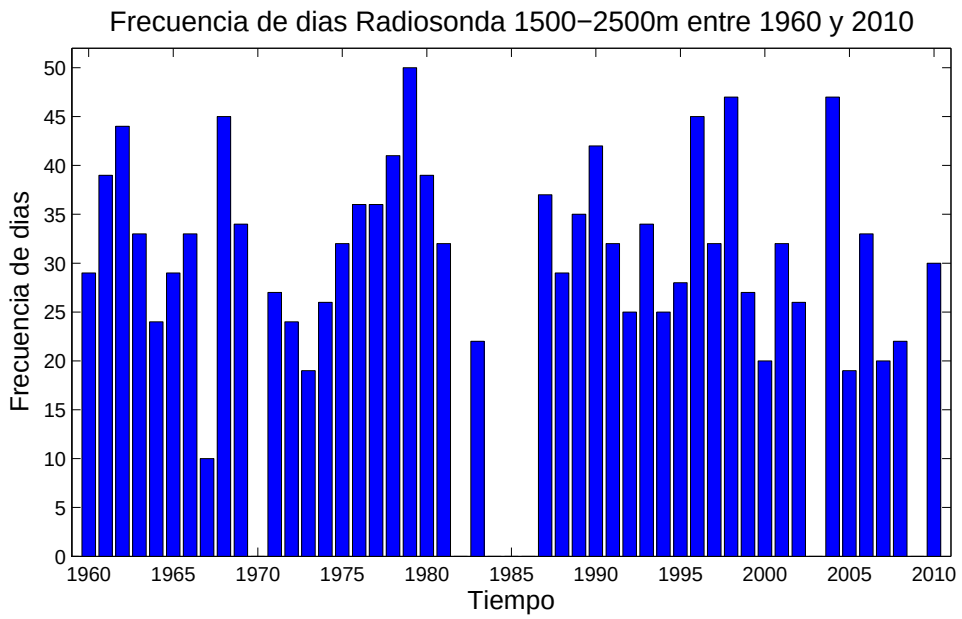


Figura 12: Frecuencia de días con temperaturas sobre 1°C, entre 1960-2010

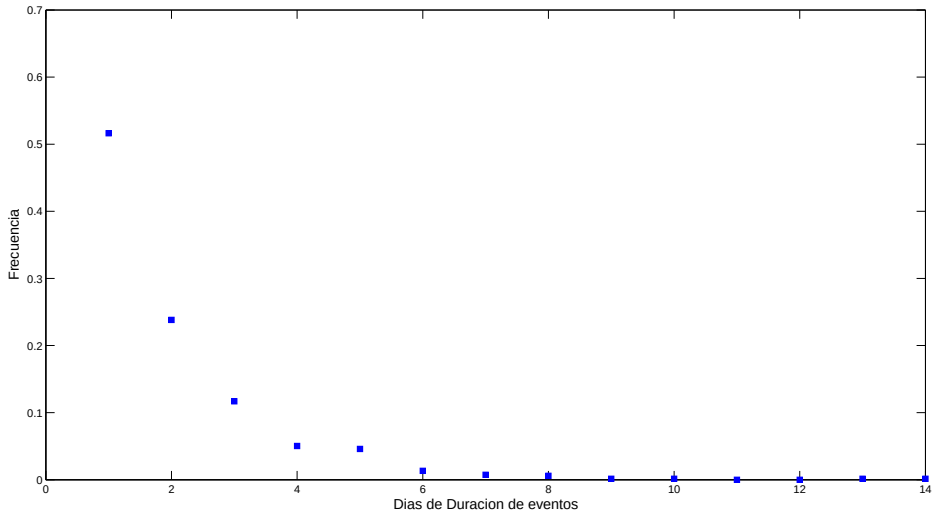


Figura 13: Frecuencia relativa de eventos

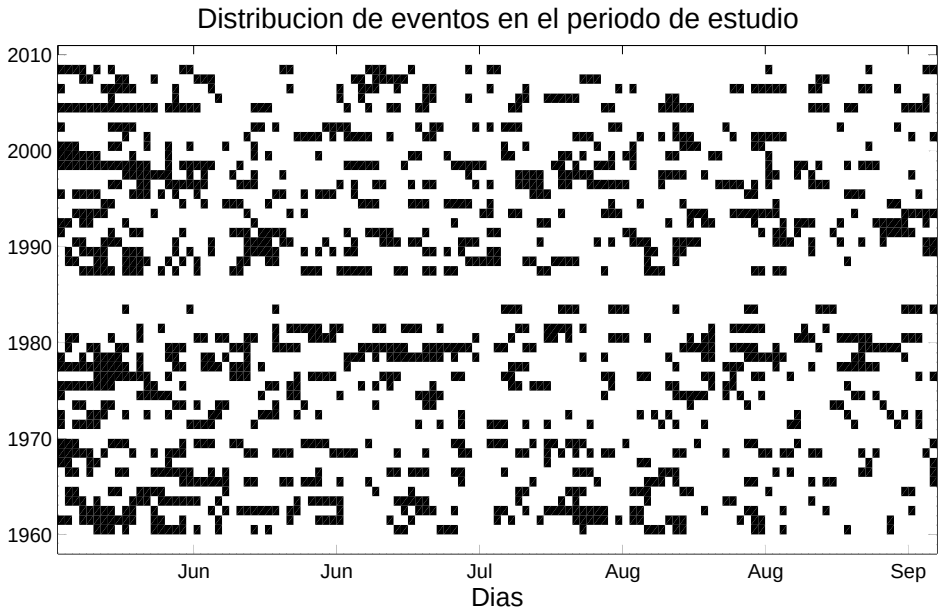


Figura 14: Distribución eventos durante el periodo de estudio, cada cuadro negro muestra el día en que la temperatura en Puerto Montt a 2000m superó 1°C.

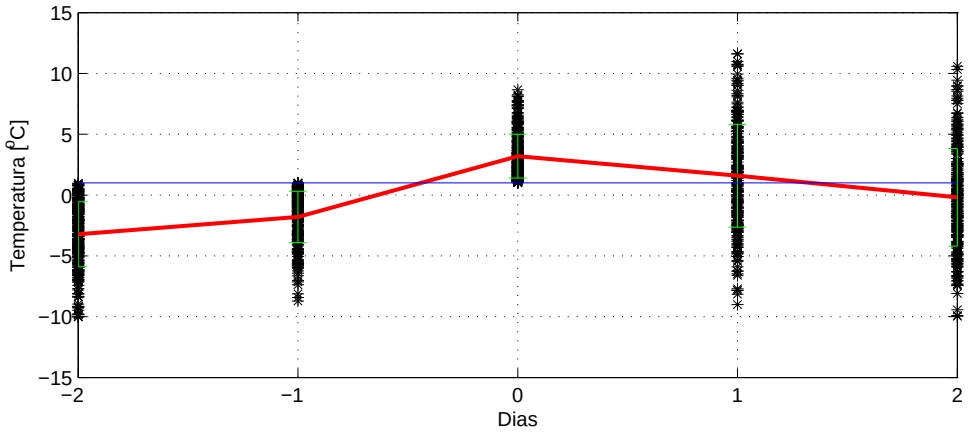
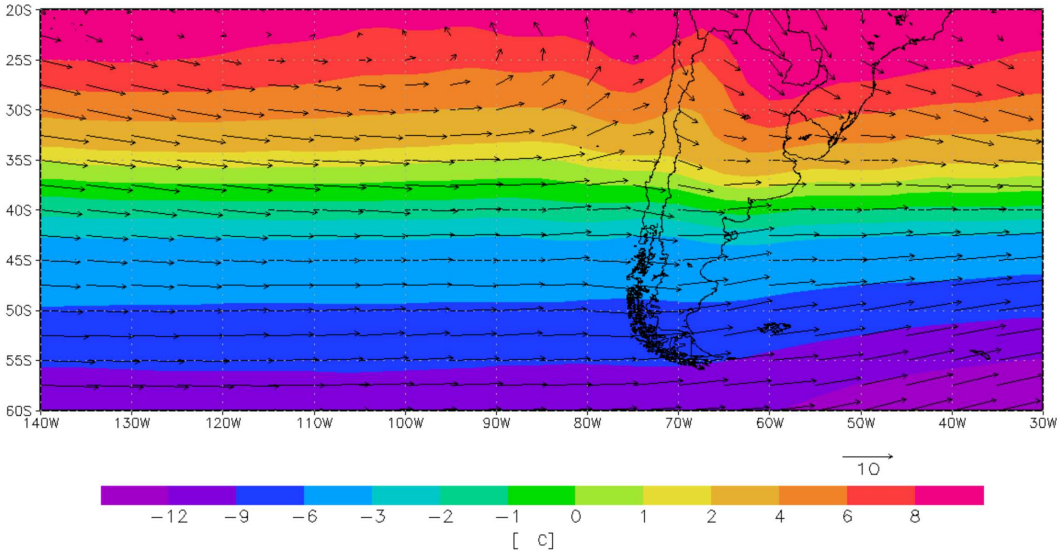


Figura 15: Evolución de la tempertaura de los eventos, considerando el día ″0‟como día que la temperatura está sobre 1°C (temperatura marcada en azul); en rojo se observa el promedio de cada día antes y después de los eventos; y en verde el error.

(a) Temperatura y viento



(b) omega y slp

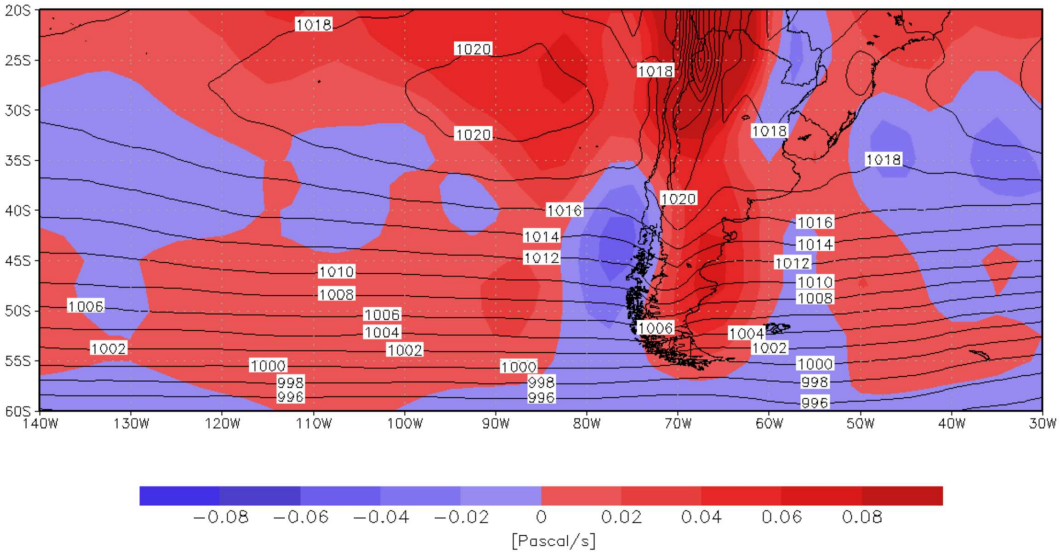
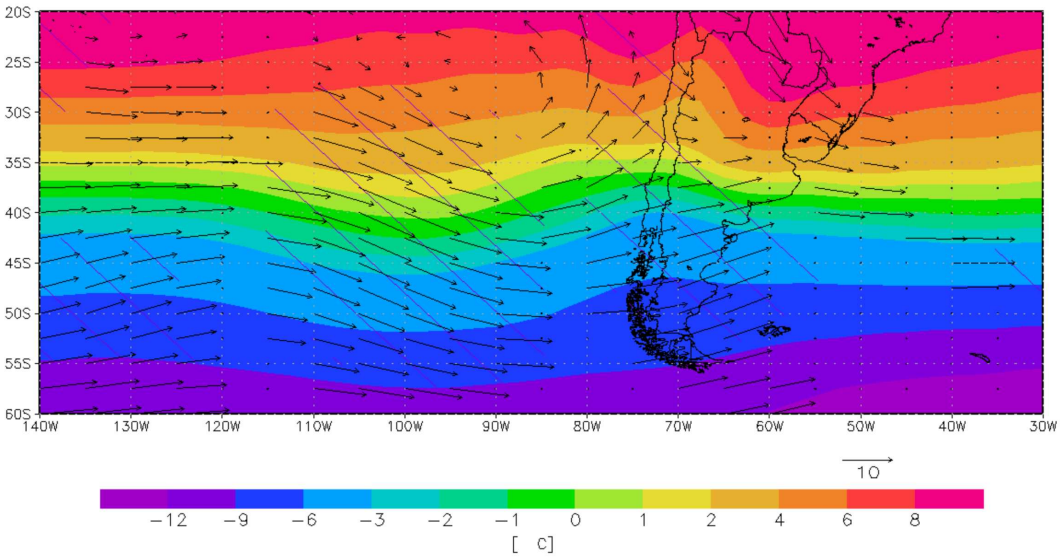


Figura 16: Compuesto para todos los días de periodo: (a) Área sombreada muestra el campo de temperatura del aire y vector de viento a 775 hPa, (b) Área sombreada muestra movimiento vertical (omega) a 775 hPa, y como contorno la presión al nivel del mar. Sin niveles de significancia.

(a) Temperatura y viento



(b) Omega y Slp

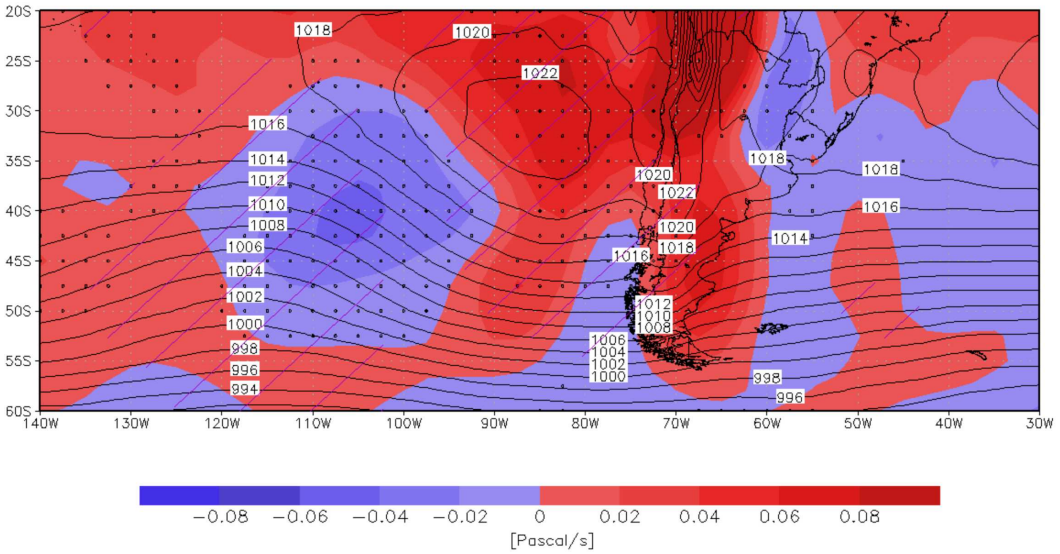
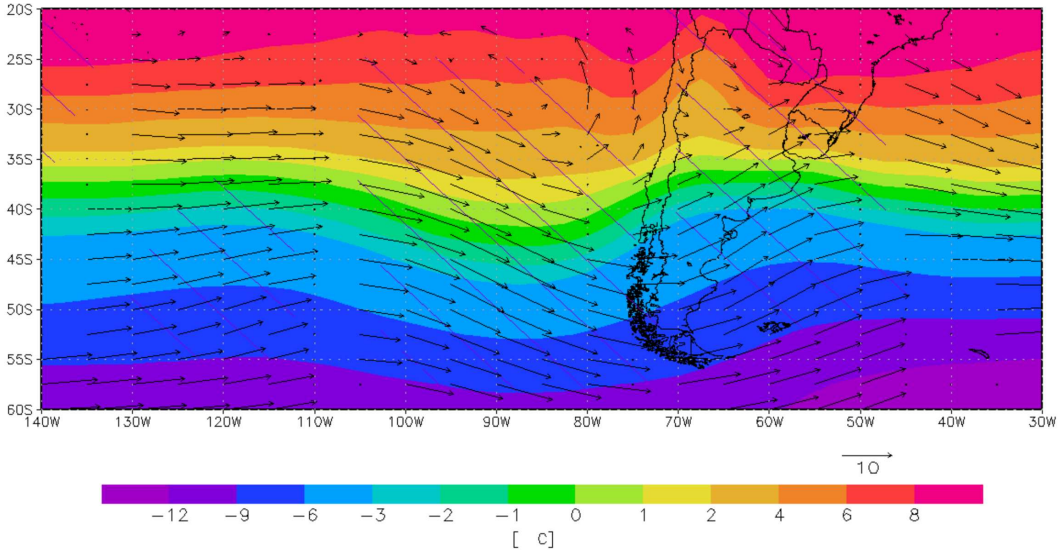


Figura 17: Compuesto 2 días antes del evento: (a) Área sombreada muestra el campo de temperatura del aire y vector de viento a 775 hPa, se observan barras oblicuas donde la temperatura sea significativa y vectores de viento solo cuando hay significancia estadística; (b) Área sombreada muestra movimiento vertical (omega) a 775 hPa, y como contorno la presión al nivel del mar, omega será significativo donde hay barras oblicuas y la presión superficial donde hay puntos.

(a) Temperatura y Viento



(b) Omega y slp

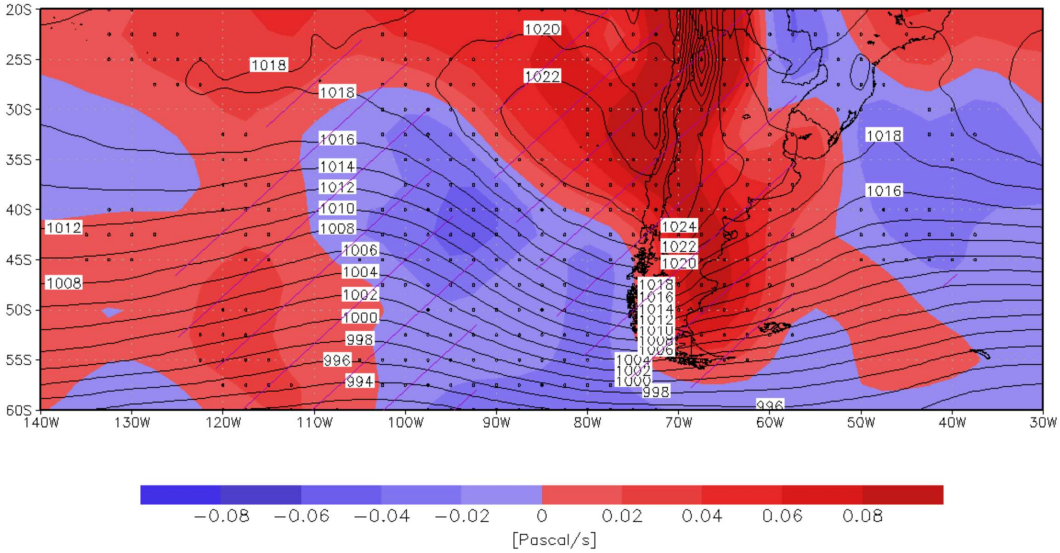
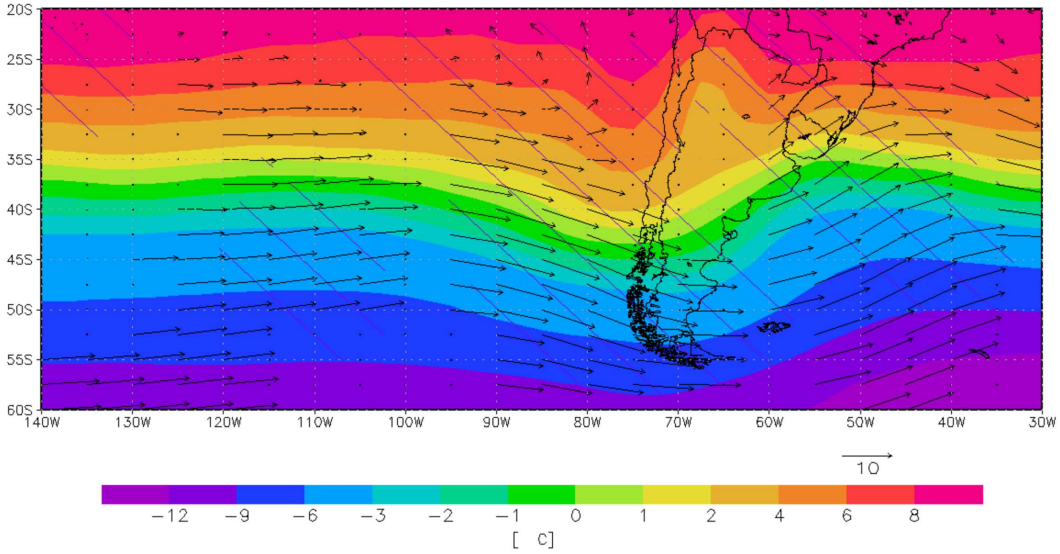


Figura 18: Como en la figura 17 pero, compuesto del día anterior al comienzo del evento

(a) Temperatura y viento



(b) Omega y Slp

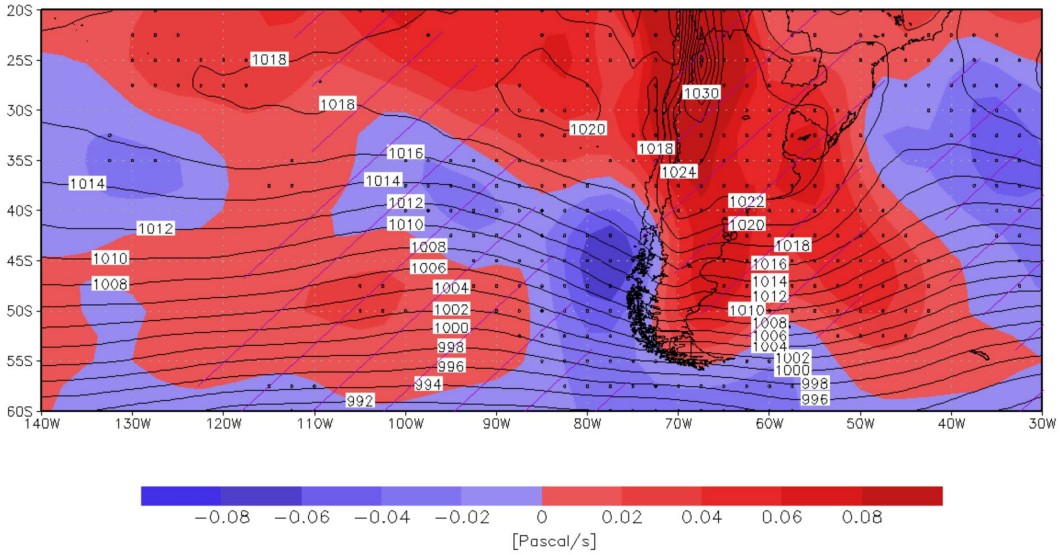
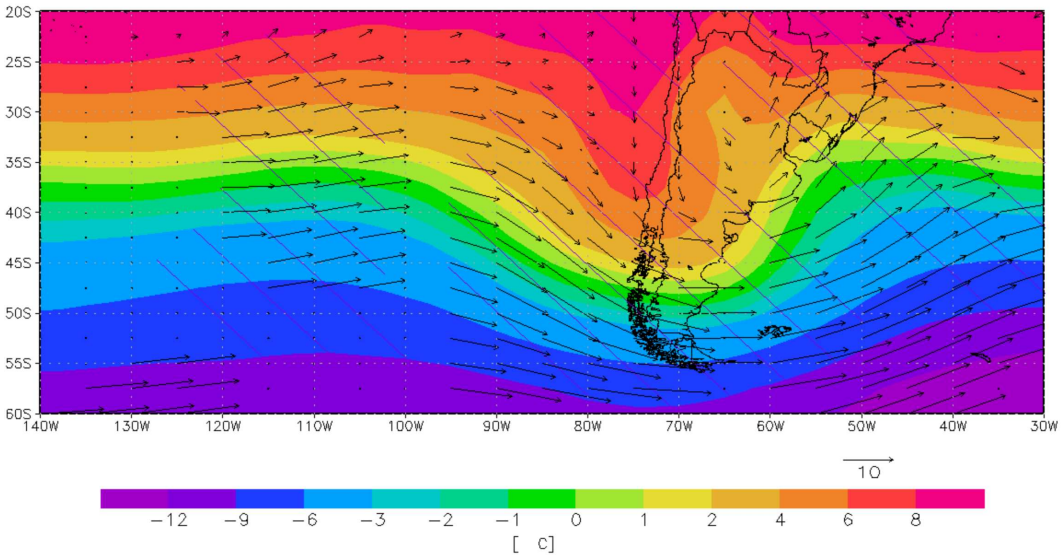


Figura 19: Como en la figura 17 pero, compuesto durante el primer día del evento.

(a) Temperatura y viento



(b) Omega y Slp

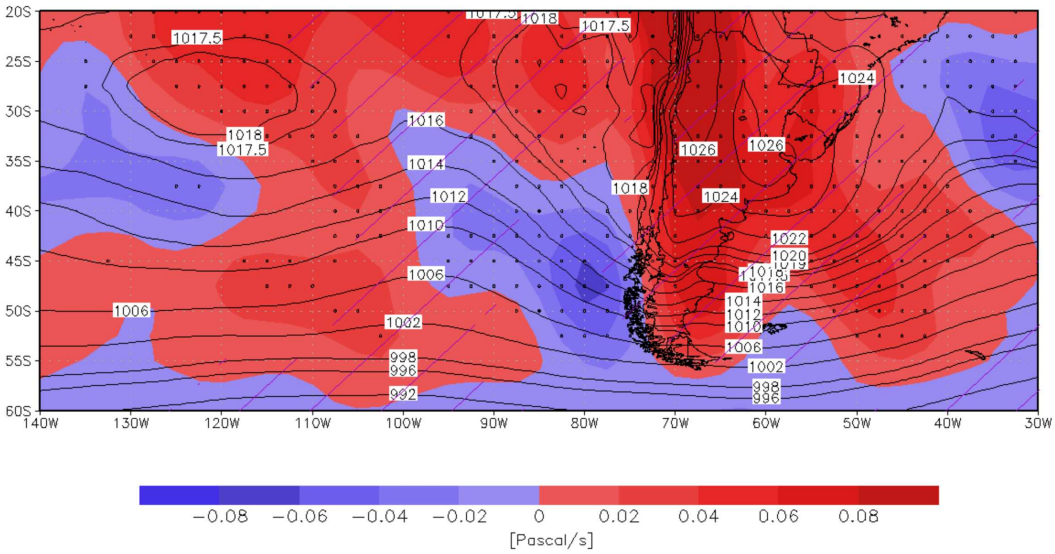


Figura 20: Como en la figura 17 pero, compuesto del 5 % más cálido de los eventos.

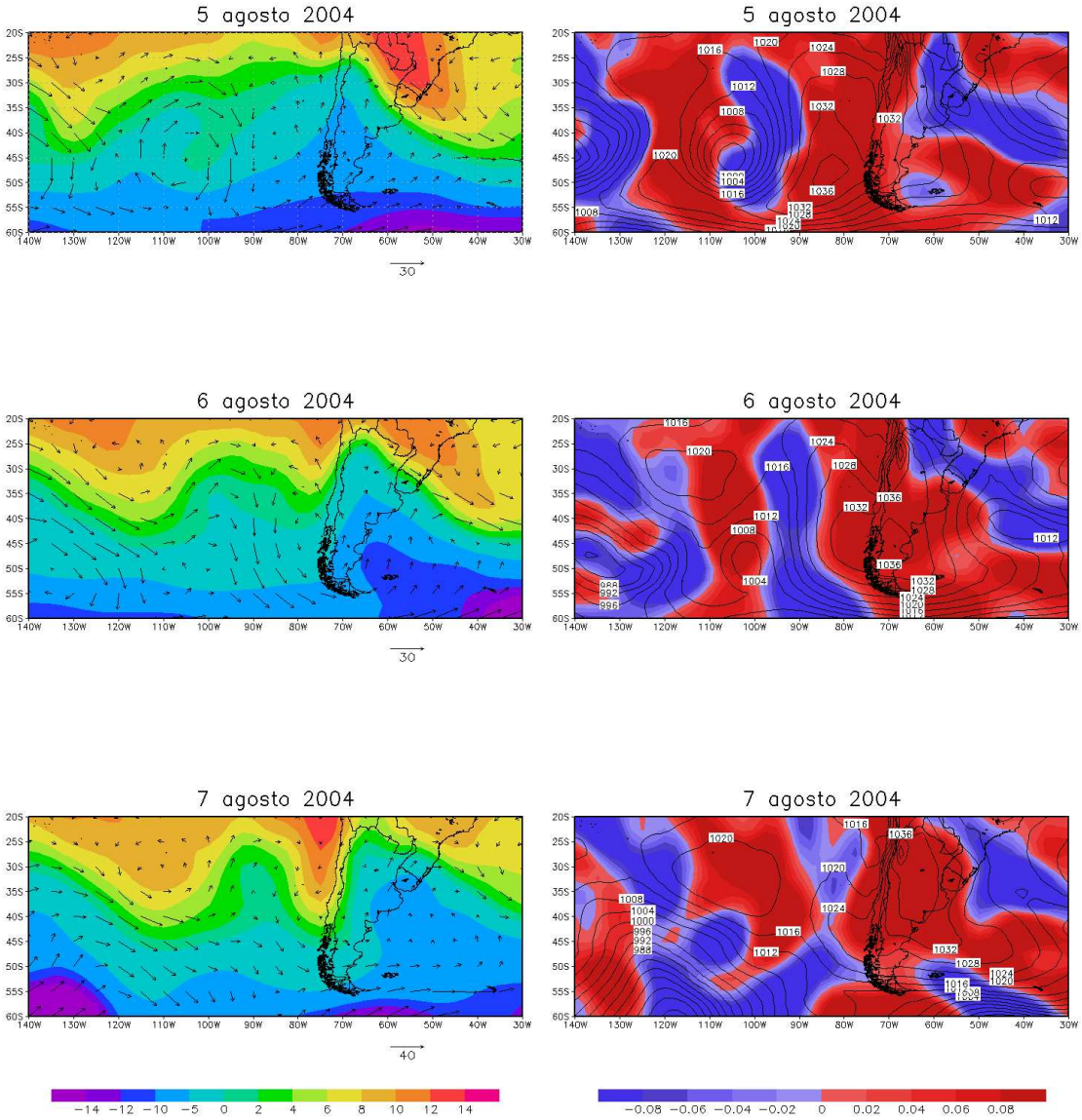


Figura 21: Lado izquierdo: temperatura y viento horizontal a 775 hPa, panel derecho: velocidad vertical (omega) a 775 hPa, y presión a nivel del mar; durante los días 5, 6 y 7 de agosto de 2004.

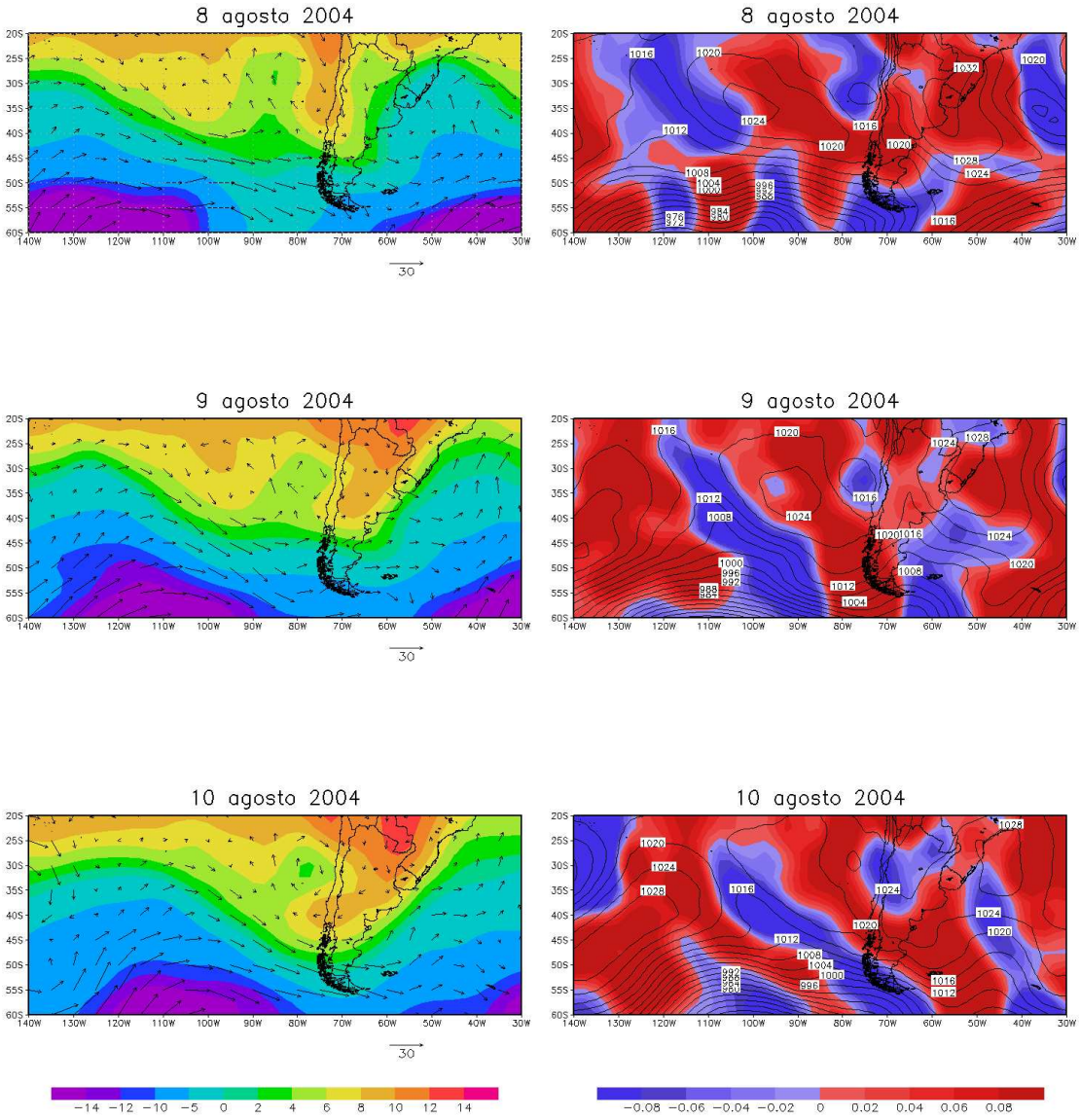


Figura 22: Igual que la figura 21 durante los días 8, 9 y 10 de agosto de 2004.

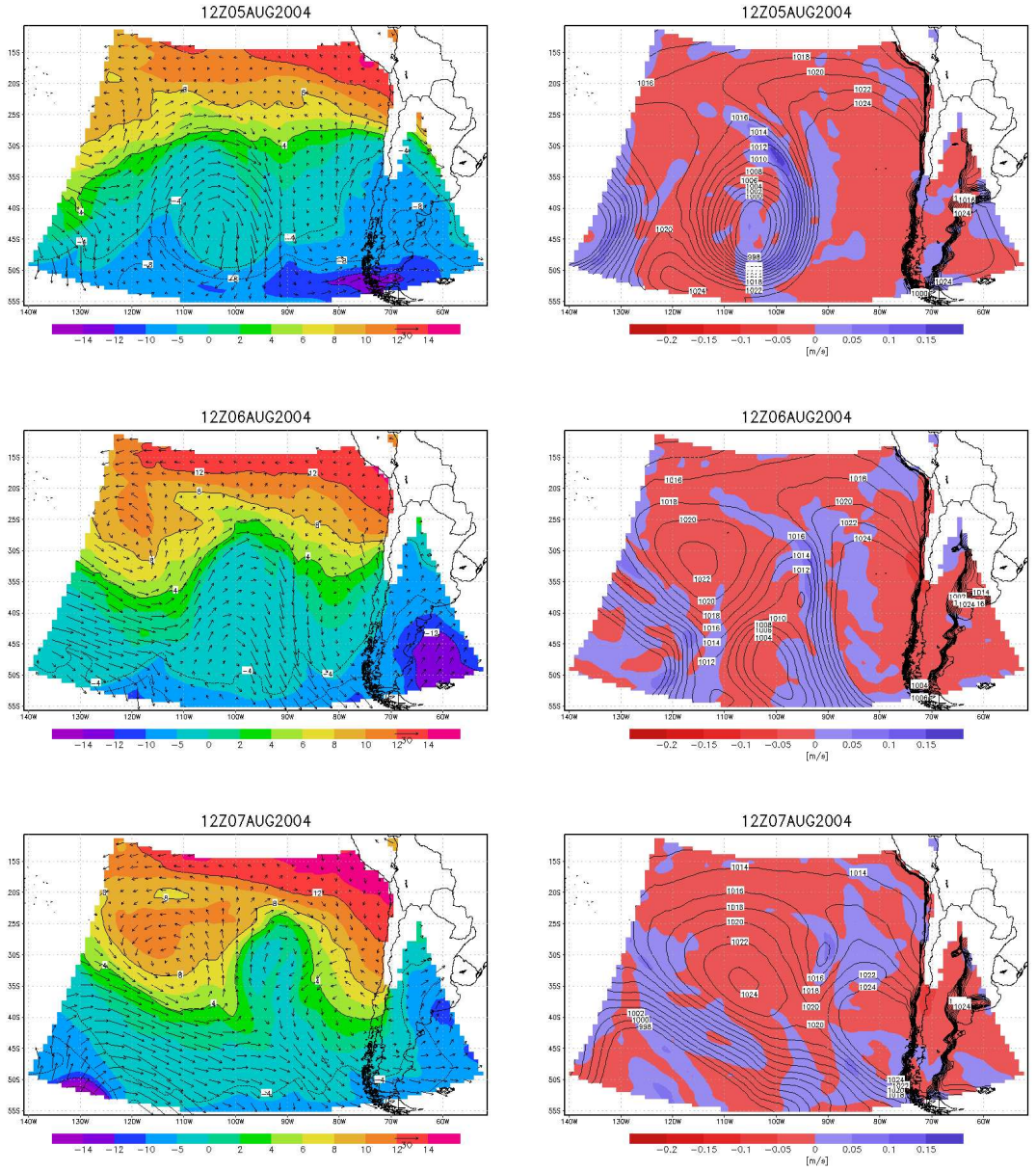


Figura 23: Campos simulados con WRF para los días 5, 6 y 7 de agosto. Lado izquierdo: Temperatura [°C] y viento horizontal[m/s] a 750 hPa; lado derecho: viento vertical (m/s) y presión superficial(hPa)

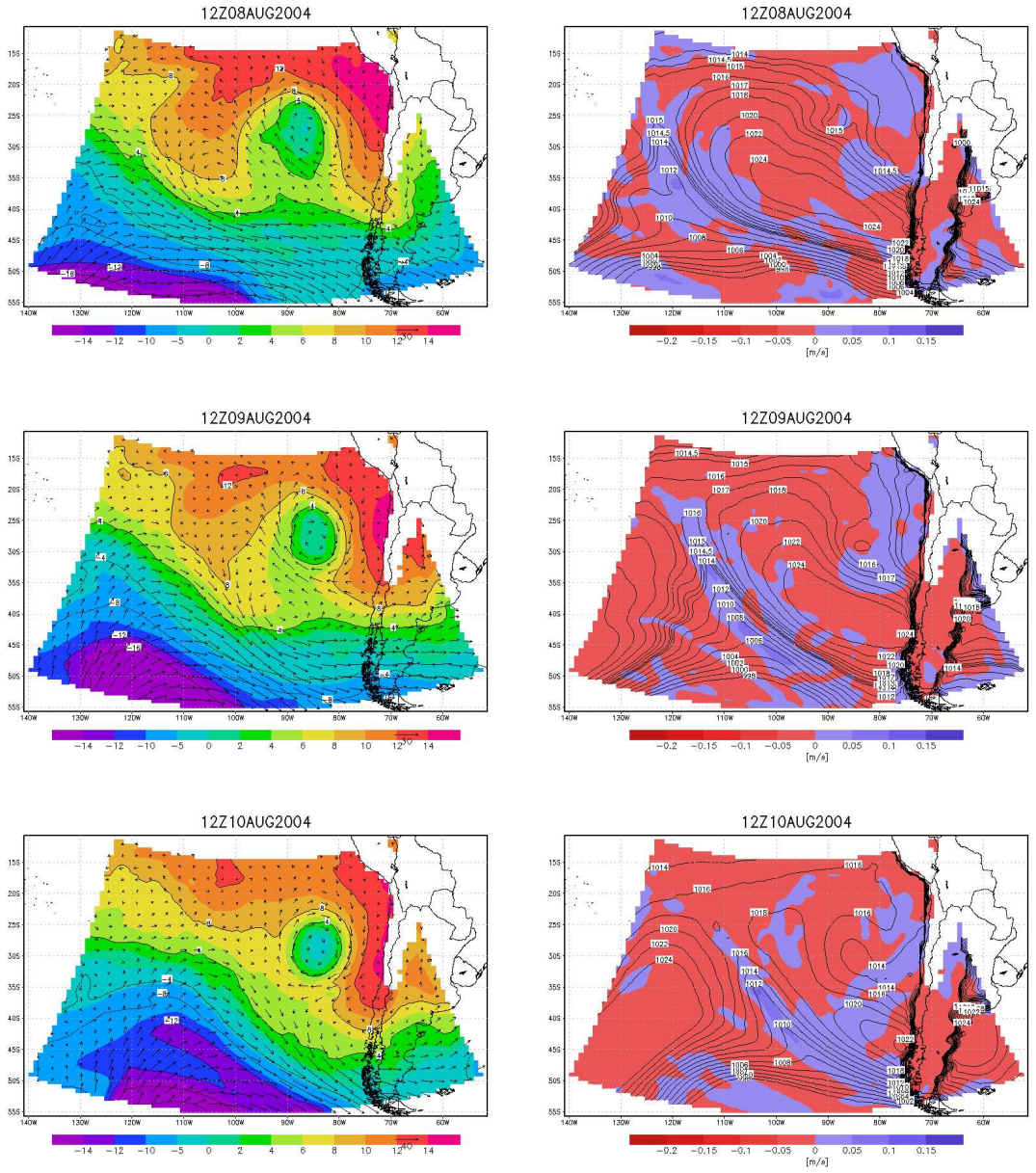


Figura 24: Igual que la figura **??** pero para los días 8,9 y 10 agosto de 2004.

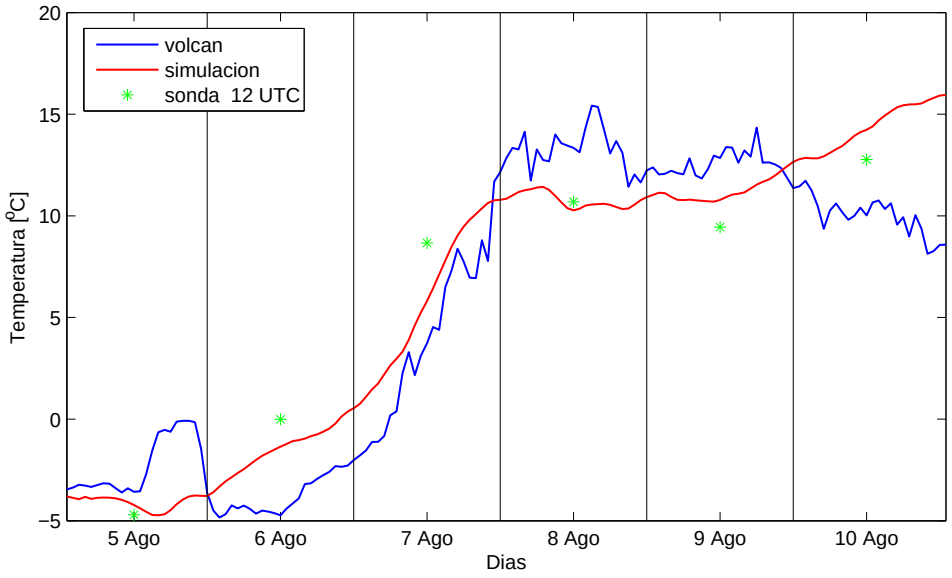


Figura 25: Temperatura horaria durante los días de evento medida en volcán villarrica (color azul), radiosonda a las 8:00 en Puerto Montt (asteriscos verdes) y la temperatura simulada (color rojo)

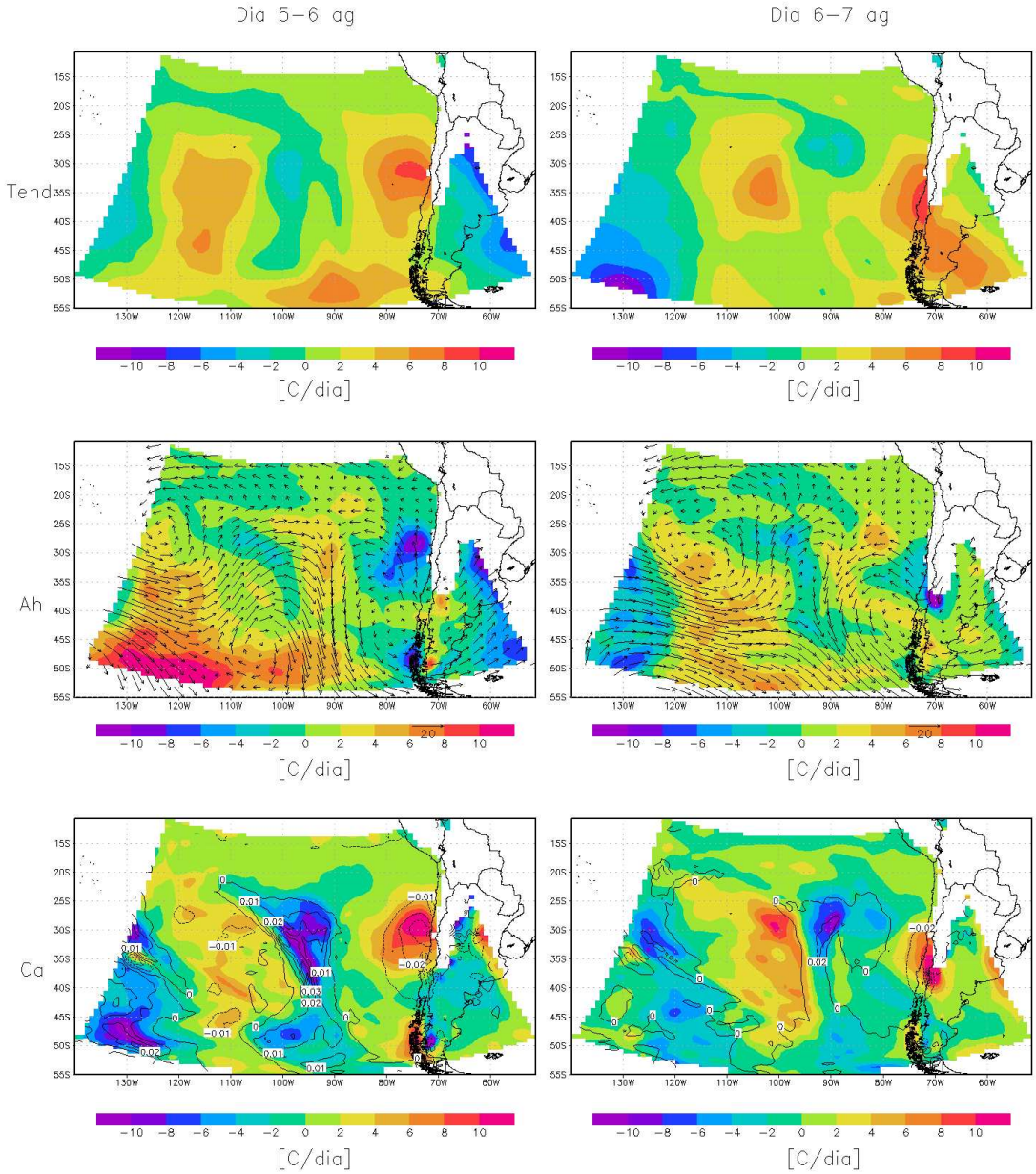


Figura 26: La primera columna muestra el balane de calor entre los dias 5-6 de agosto, la segunda entre el 6 y 7 de agosto. La primera fila muestra la tendencia de temperatura, la segunda fila corresponde a la adveccion horizontal y el viento a 2000 m; la tercera fila muestra la advección vertical y la velocidad vertical a 2000 m.

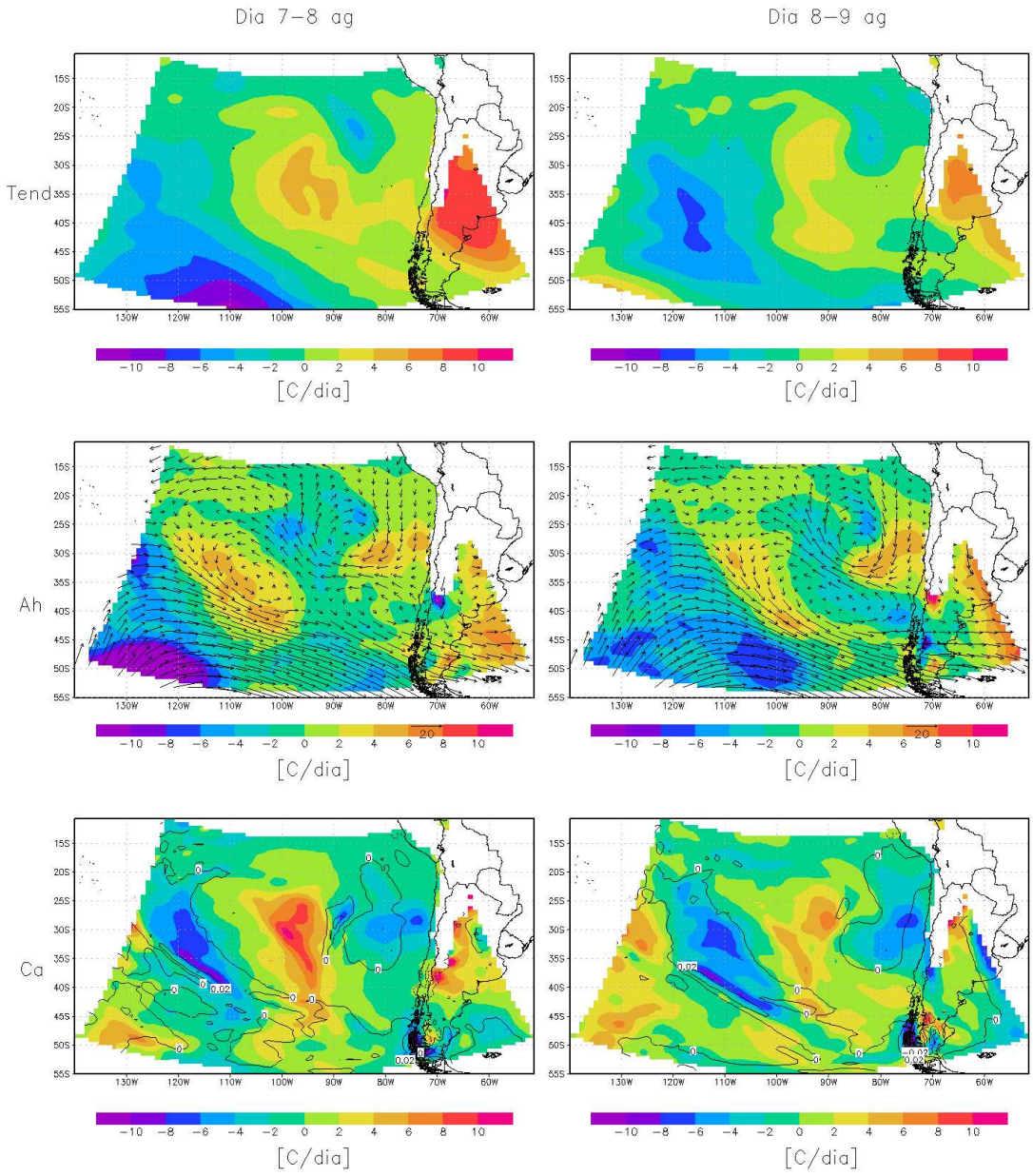


Figura 27: Como en la figura 26 para los días 7-8 y 8-9 de agosto

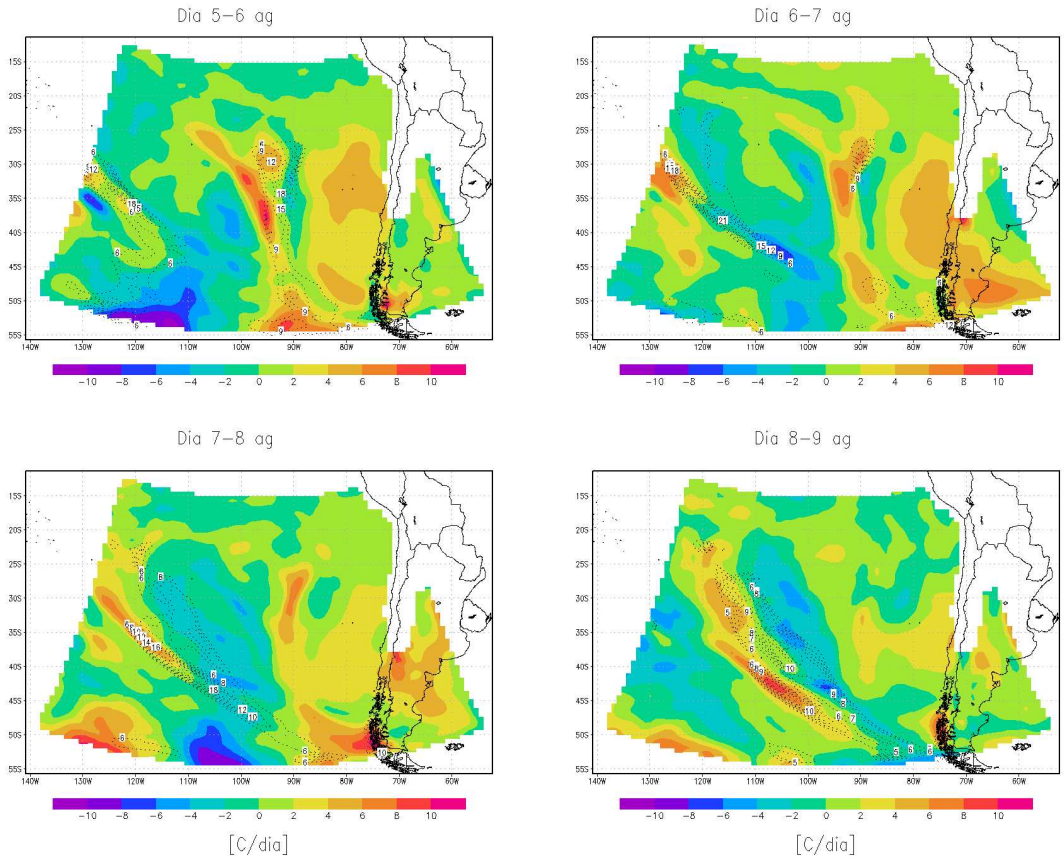


Figura 28: Residual (diferencia entre la tendencia de temperatura, y la suma de los términos advectivos y adiabático) como área sombreada y en área punteada precipitación promedio; para los días 5-6, 6-7, 7-8 y 9-10.

Bibliografía

[1] **Bown, F. y A. Rivera, 2007** Climate changes and recent glacier behavior in the Chilean lake District. *Global Planet. Change*, **59**, 79-86.

[2] **Brock, B. et al., 2007** The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, Southern Chile. *Annals of Glaciology*, **45**, 104-114.

[3] **Bromwich D. H. y R.L. Fogt, 2004** Strong trend in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR reanalysis in the high and midlatitudes of the southern Hemisphere, 1958-2001. *J. Climate*, **17**, 4603-4619.

[4] **Cuffey K.M. y W.S.B. Paterson, 2010** The physics of glaciers.*Cuarta edición*, 715 pp.

[5] **Falvey, M. y R. D. Garreaud, 2009** Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *J. Geophys. Res.*, **114**, D04102.

[6] **Fuenzalida, H., 1982** País de extremos climáticos: *Chile, esencia y evolución*, H. García (Ed), Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile , 90 pp.

[7] **Fuenzalida, H. A., R. Sánchez y R.D. Garreaud, 2005** A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18101.

[8] **Garreaud, R.D., J. Rutllant y H. Fuenzalida, 2002** Costal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Mean Structure ans Evolution. *Mom. Weather Rev.* ,**130**, 75-88.

[9] **Garreaud, R.D. y J. Rutllant, 2003** Costal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Numerical Simulation of a Typical Case. *Mom. Weather Rev.*,**131**, 891-908.

[10] **Garreaud, R.D., y H. Fuenzalida, 2006** The influence of the Andes on cutoff lows: A modelling study. *Monthly Weather Review*, **135**, 1596-1613.

[11] **Hermosilla, G.A., 2008** Característaicas sismotectónicas del volcán Villarrica. Tesis de pregrado. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 109pp.

[12] **Holton, J., 2004** An introduction to dynamic meteorology. *Cuarta edición*, 553 pp.

[13] **Hooke, L., 2005** Principles of Glacier mechanics. *Segunda Edición*, 876 pp.

[14] **Hoskins, B.J., M.E. McIntyre y A.W. Robertson, 1985** On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.

[15] **Lliboutry, L., 1956** Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología. *Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago*, 471 pp.

[16] **IPCC, 2001** Intergovernmental Panel on Climate Chang glossary. 111-122.

[17] **Kalnay E. et al., 1996** The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.

[18] **Keable, M. I. Simmonds, y K. Keay, 2002** Distribution ad temporal variability of 500 hPa cyclones characteristics in the Southern Hemisphere. *Int. J. climatol.*, **22**, 131-150.

[19] **Moreno H., Clavero R., Lara L., 1994** Actividad explosiva postglacial del volán Villarrica, Andes del Sur (39°25′S), *Actas del VII Congreso Geólogico Chileno, Concepción*, **Vol 1**, 329-333.

[20] **Milana, J.P. 1998** Predicción de caudales de ríos alimentados por deshielo mediante balance de energía: aplicación en los Andes centrales, Argentina., *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 2*, **5**, 53-69.

[21] **Nesje A. y Dahl S., 2000** Glaciers and Environmental change. *Primera edición*, 216 pp.

[22] **Palmen E., 1949** On the origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus* ,**1**, 22-25.

[23] **Peña, H. y N. Nazarala, 1987** Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover*

[24] **Post, A., D. Richardson, W.V.Tangborn y F.L. Rosselot, 1971** Inventory of glaciers in the North Cascades, Wasinston. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 705-A.

[25] **Rivera, A., G. Casassa, C. Acuña, H. Lange, 2000** Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Invest. geogr., Chile*, **34**, 29-60.

[26] **Rivera, A., C. Acuña, G. Casassa, F. Bown, 2002** Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, **34**, 367-372.

[27] **Rivera, A., C. Acuña y G. Casassa, 2006** Glacier variations in central Chile (32°S-41°S). *KNIGHT, P.G., (Ed.). Glacier Science and Environmental Change, Blackwell, Oxford, UK*, 246-247.

[28] **Rivera, A., et al., 2006** , Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, **43**, 111-122.

[29] **Rivera, A. et al., 2009** Estrategia Nacional de Glaciares. SIT Nº 205.*Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago de Chile.*

[30] **Rosenblüth, B., G. Casassa y H. Fuenzalida, 1995** Recent climatic changes in western Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, **13**, 127-132.

[31] **Rosenblüth, B., H. Fuenzalida y P. Aceituno, 1997** Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, **17**, 67-85.

[32] **Rutllant, J. y R. Garreaud, 2004** Episodes of Strong Flow down the Western Skope of the Subtropical Andes. *Meteor. Soc.*, **132**, 611-622.

[33] **Seluchi, M., R. Garreaud, F. Norte , A. Saulo , 2006** Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. *Meteor. Soc.*,**132**, 611-622.

[34] **Wilks D.S., 2006** Statistical Methods in Atmospheric Sciences. *Segunda edición*, 648 pp.