

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



**Rol del cambio de orientación de Los Andes
en la precipitación de Chile central: Un caso
de estudio**

Andrés Arriagada Pinto

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

Abril 2016

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

Rol del cambio de orientación de Los Andes en la precipitación de Chile central: Un caso de estudio

Andrés Arriagada Pinto

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

Profesor Guía:
Dr. Aldo Montecinos¹

Comisión:
Dr. Aldo Montecinos¹, Dr. Andrés Sepúlveda¹, Dr. Juan Inzunza¹

¹Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de
Concepción



Abril 2016

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el proyecto Fondecyt “Fontal Modification by Complex Topography in South-central Chile” N°1110169.

Índice

1. Resumen	1
2. Introducción	2
2.1. Cordillera de Los Andes	2
2.2. Contexto Climático	4
2.2.1. Modificación Orográfica	9
2.3. Hipótesis de trabajo	11
3. Metodología	13
3.1. Observaciones Meteorológicas	13
3.2. Modelación Numérica	14
3.3. Simulación del evento (CTRL)	17
3.3.1. Periodo de Simulación	17
3.3.2. Dominios	19
3.3.3. Resolución Vertical	20
3.3.4. Condiciones iniciales y de borde	20
3.3.5. Datos Estáticos	21
3.3.6. Parametrizaciones	22
3.3.7. Aspectos Técnicos	22
3.4. Experimentos	23
3.5. Verificación/Validación	27
3.6. Impacto del terreno en la precipitación	28
4. Resultados	29
4.1. Descripción del evento	29
4.1.1. Características Sinópticas	29
4.1.2. Observaciones en superficie	35
4.1.3. Observaciones en Altura	37
4.2. Verificación de la simulación	39
4.2.1. Precipitación	39
4.2.2. Temperatura	41
4.2.3. Estructura Vertical	42
4.3. Simulación de Control (CTRL)	52
4.3.1. Precipitación	52
4.3.2. Pendiente-Precipitación	59
4.4. Análisis de Sensibilidad	61
4.4.1. Sin topografía (EXP1)	61

4.4.2. Banda (EXP2)	63
5. Conclusiones	71
6. Referencias	72
A. Variables WRF-ARW	75

1. Resumen

En los últimos años, varios trabajos de investigación han sido realizados con el propósito de estudiar el rol de Los Andes sobre la distribución de la precipitación en Chile. La imponente barrera montañosa de Los Andes interactúa con sistemas de latitudes medias, incrementando la componente orográfica de la precipitación en el lado oeste de Los Andes.

En Chile, de norte a sur, la Cordillera de Los Andes presenta abruptos cambios orográficos. El más importante gradiente de altura se encuentra entre 35° y 37° S, donde la altura disminuye de 4000 msnm a 2500 msnm. Un interesante aspecto que no se ha sido considerado en estudios previos, es el hecho que, al sur de 34° S, la línea de costa y la base de la cordillera (desde 1000 m.s.n.m hasta 2500 msnm) cambia su orientación de norte-sur a noreste-suroeste, mientras que sobre 2500 msnm, se mantiene la orientación norte-sur. Este cambio de orientación impone un gradiente orográfico, pero contrario al gradiente descrito anteriormente: aumento en la altura promedio del terreno en la banda 72° - 71° W, entre 35° a 37° S, en un rango de 300 msnm hasta 1300 msnm. Estudios previos sobre precipitación relacionada a frentes fríos, muestran que existe un máximo de precipitación histórico y de mayor duración de los episodios entre 35° y 37° S.

En este trabajo, por medio de un experimento de sensibilidad usando el modelo numérico meteorológico WRF, se estudia el caso de un frente frío ocurrido entre el 14 y 19 de agosto de 2011. El objetivo principal es analizar el efecto del gradiente topográfico asociado al cambio de orientación de Los Andes. Los resultados muestran que esta característica no es la responsable del máximo de precipitación en la región, porque en este caso de estudio el máximo de precipitación acumulada se mantiene. Sin embargo, la cantidad de precipitación acumulada en la región disminuye a un 40%. Otro importante hecho es que, aunque la modificación del terreno fue realizada cerca de la cordillera, en algunos puntos de la costa de Chile, la precipitación acumulada se reduce en un 30%.

2. Introducción

Es este capítulo se realiza una descripción general de la Cordillera de Los Andes y se detalla la característica topográfica en la que se enfoca este trabajo. Luego, se pone en contexto la climatología de Chile central, donde se describe fundamentalmente la distribución de la precipitación y además se describen diferentes casos en los que cambios orográficos pueden afectar los procesos asociados a la formación de precipitación. Por último, se establece una hipótesis de trabajo.

2.1. Cordillera de Los Andes

La Cordillera de los Andes es el macizo montañoso más importante del hemisferio sur y el cordón montañoso más largo del mundo, con una extensión de cerca de 7000km, comenzando en la costa oeste de Sudamérica (10°N) hasta el sur del continente en 53°S. Los máximos de altura sobrepasan los 4000 msnm en los trópicos y subtropicales. Al sur de 35°S, la altura de Los Andes disminuye de 4000 a 2500 msnm, pero existen picos que sobrepasan los 3000m. A diferencia de su altura, Los Andes tiene un ancho relativamente bajo, típicamente menor a 200km, excepto en la zona subtropical. Ver figura (1).

En la figura 1a se muestra el mapa topográfico de Los Andes al sur de 30°S. Es importante destacar de la figura 1a, que al sur de 34°S, las alturas superiores a 4000 msnm se reducen drásticamente. También se observa que a partir de esta latitud, tanto el macizo Andino como la línea costera, presentan un cambio de orientación, desde una orientación prácticamente norte-sur a una noreste - suroeste. Este cambio es notable en alturas desde 1000 hasta 2500 msnm. Al poner atención en las alturas superiores a 3000 msnm, éstas mantienen orientación norte-sur, mientras que en puntos de la cordillera con alturas inferiores se proyecta hacia el oeste. Este aspecto de la topografía es notorio entre 35 y 37°S. Al sur de 37°S las alturas máximas no superan los 2500 msnm, salvo por montañas individuales que corresponden a volcanes. Entre 37 y 38°S se observa una cadena de cerros con alturas superiores a 2000 msnm, con una orientación norte-sur. Hacia el sur de 39,5°S, las alturas del macizo Andino no

superan los 1500 msnm.

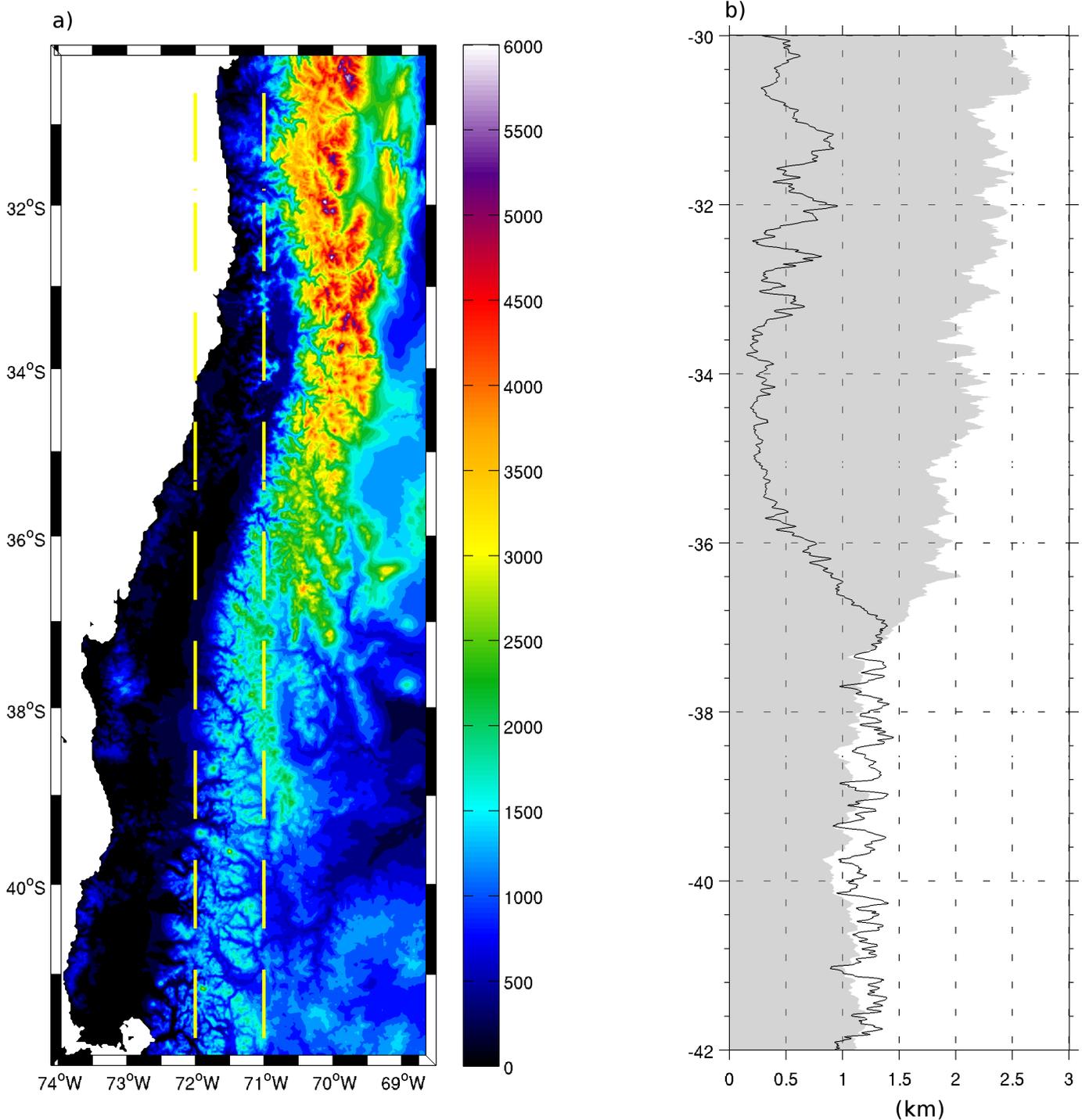


Figura 1: Topografía de Chile central. (a) altura del terreno, representada por la paleta de colores entre 0 y 6000 msnm. (b) perfil promedio total (sombreado gris) y el perfil promedio sólo en la banda 71° - 72° W (línea negra continua). *Fuente: SRTM*

En el perfil promedio de la topografía de Los Andes central (sombreado gris en figura

1b), considerando las alturas superiores a 500 msnm, se muestra que la zona de máximo gradiente meridional de topografía se ubica entre 35° y 37° S, observándose una notable disminución con valores que van desde 2000 a 1000 msnm en promedio. Al centrarse solo en la banda $71-72^{\circ}$ W, el promedio de la topografía indica que existe un gradiente topográfico contrario al descrito anteriormente (línea negra en figura 1b). Es decir, de norte a sur, a partir de 35° S hasta 37° S, la altura promedio del terreno cambia de 300 msnm hasta 1300 msnm. De acuerdo a lo descrito en el párrafo anterior, esto se debe al cambio de orientación de la costa y la depresión intermedia a partir de 34° S hacia el sur y al hecho que las alturas de la cordillera que están por sobre 3000 msnm mantienen un sentido norte sur.

2.2. Contexto Climático

La mayor parte de la precipitación atmosférica se puede atribuir a una de las tres principales categorías de tormentas: nubes convectivas, sistemas frontales (ciclones extra-tropicales), o ciclones tropicales. Estos tipos de tormentas existen por razones que no tienen relación con la topografía: Las tormentas convectivas obtienen su energía desde la estratificación vertical de temperatura y de vapor de agua. Los sistemas frontales o ciclones extra-tropicales obtienen su energía desde la variación horizontal de la temperatura atmosférica. Finalmente los ciclones tropicales obtienen su energía desde el calor almacenado en las capas superiores del océano. En algunos casos, además de las tres categorías mencionadas, la precipitación puede ser causada por viento húmedo soplando sobre una superficie de terreno tosco, mecanismo conocido como precipitación orográfica, en el cual la precipitación resulta de la interacción entre el flujo de aire y el terreno (ascenso forzado). El único caso de precipitación orográfica conocido en la tierra corresponde a los vientos alisios húmedos que soplan sobre las montañas de Hawaii y que provocan precipitaciones por sobre los 10m (metros) al año en algunos volcanes. Por lo tanto, cuando se hace mención a “ precipitación orográfica ”, se hace referencia a un caso muy específico. Sin embargo, el término generalmente se asocia a la alteración provocada por el terreno a uno de los tres principales tipos de tormentas descritos al inicio [House 2012]. En este contexto, a mediados del siglo pasado, Bonacina [1945] introdujo el término de “*componente orográfica de la precipi-*

tación” como una alternativa al concepto más restrictivo de “precipitación orográfica”.

Una revisión detallada de las características climáticas de Sudamérica es descrita por Garreaud [2009], de la cual se puede destacar que la precipitación al sur de 35°S, en el lado oeste de los Andes, es atribuible principalmente al paso de sistemas frontales extra-tropicales con dirección oeste-este provenientes del Océano Pacífico. También hay una contribución importante de precipitación proveniente de bajas segregadas (o núcleos fríos) cuya contribución fluctúa entre 5% y 10% de la precipitación total [Pizarro y Montecinos 2000]. De esta manera, la precipitación anual en la zona central de Chile presenta un marcado gradiente meridional, desde 100 mm en 30°S a 2000 mm en 40°S [Miller 1976].

En la banda latitudinal existe un máximo de precipitación entre 45°S y 55°S en verano y entre 35°S y 45°S durante invierno. Este ciclo estacional es explicado por cambios en la circulación de gran escala. La migración estacional, norte-sur, del límite entre la celda de Hadley (tropical) y los vientos del oeste (extra-trópicos), ubicada cerca de 28°S en invierno y en 35°S en verano, explica el fuerte ciclo anual de la precipitación [Fuenzalida 1982]. En otras palabras, la migración norte-sur del anticiclón subtropical del Pacífico Sur marca un límite al paso de los sistemas frontales por la zona central de Chile. También existe una diferencia marcada entre la precipitación a barlovento y sotavento de la Cordillera de los Andes, asociado principalmente con el flujo zonal de humedad montaña arriba [Falvey y Garreaud 2007]. Dicho flujo de humedad se intensifica cuando a la humedad asociada al sistema frontal se suma la contribución del llamado río atmosférico, el cual trae humedad proveniente desde regiones tropicales [Garreaud 2013].

Los sistemas frontales son generados a partir de perturbaciones baroclínicas del flujo de gran escala, con escalas espaciales de cientos de kilómetros y ciclos de vida de varios días. En Sudamérica, estas perturbaciones baroclínicas se ven como altas y bajas presiones en superficie y, vaguadas y dorsales en altura. En la figura 2 se muestra un esquema que representa los sistemas de latitudes medias, presentado

por *Garreaud* [2009]. Como condición general, se tiene el anticiclón subtropical (Hs) junto a una alta y baja presión migratoria (Hm y L), las cuales se mueven hacia el este en la banda latitudinal entre 40°-50°S, también conocida como el corredor de tormentas del Pacífico Sur. Son los sistemas de baja presión en superficie los que están asociados a los sistemas frontales. Estos sistemas frontales pueden ser del tipo cálido o frío, que hace referencia principalmente a si el frente es de advección cálida (flujo desde zonas ecuatoriales) o de advección fría (flujo desde latitudes altas).

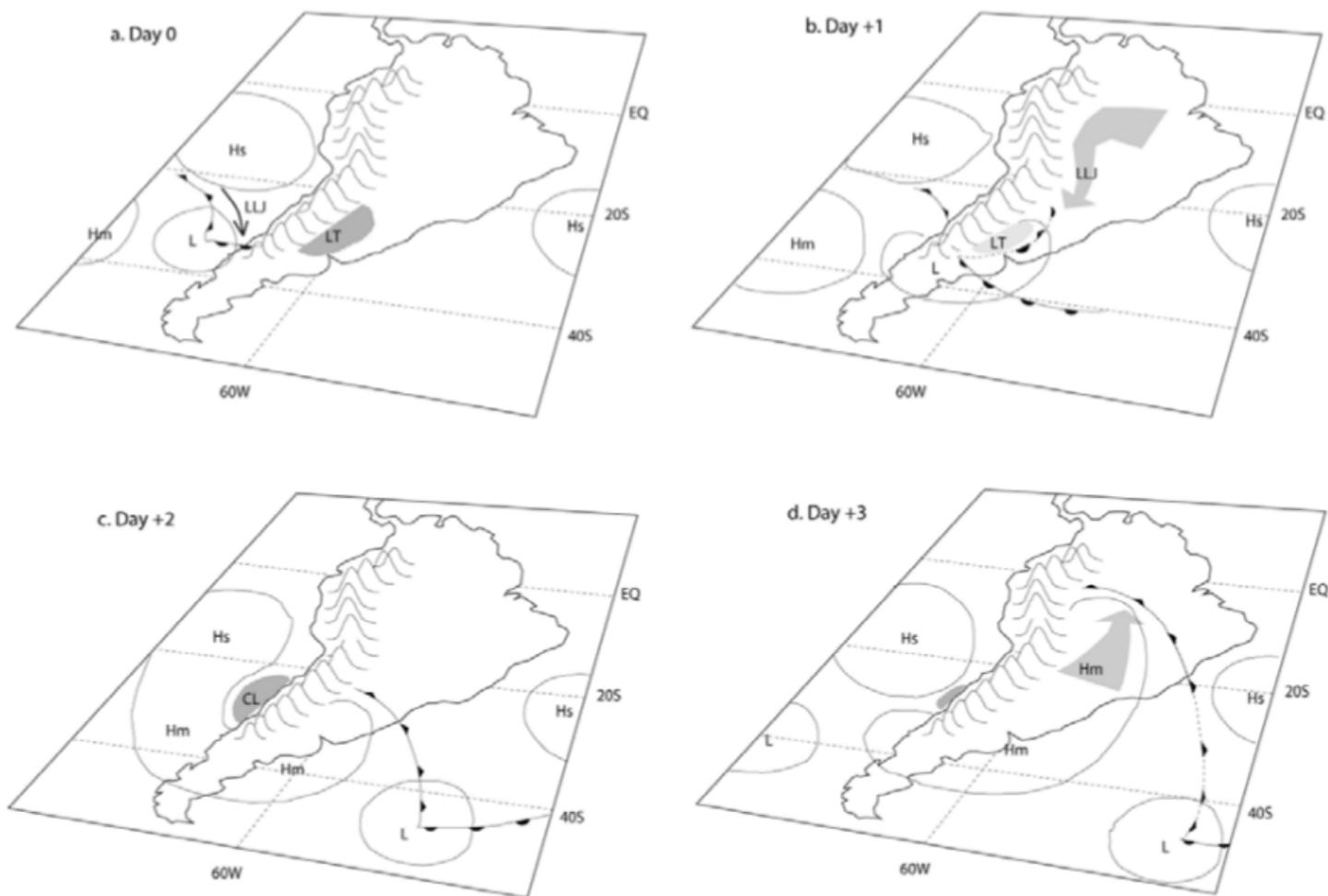


Figura 2: Modelo conceptual de una onda de latitudes medias a travez de America del Sur. Lineas de contorno continuas representan isobaras en superficie. Los símbolos son: Hs = Anticiclón subtropical; Hm = Anticiclón Migratorio; L = centro de bajo presión migratorio; LT = baja en sotavento; CL = baja costera. Lineas con triangulos representa un frente frío en superficie, y líneas con semi-círculos representa frentes cálidos. [Figura extraída de Garreaud 2009].

Cuando un frente frío cruza la zona central de Chile, la precipitación aparece de sur a norte, coincidiendo este patrón con el movimiento relativo del frente frío a medida que el sistema de baja presión se mueve hacia el este. Al respecto, Barret et al. [2009] muestra que, para el sistema frontal que cruzó Chile central entre el 26 y 28 de mayo de 2008, la precipitación presenta una evolución espacial de sur a norte, sin embargo,

se observa persistencia ¹ de la precipitación entre 36° y 37 °S (ver figura 6b en Barret et al. [2009]).

De acuerdo a Barret et al. [2009], la Cordillera de Los Andes actúa bloqueando el flujo del oeste asociado con el sistema frontal, generando un viento norte de barrera, paralelo a la cordillera. Este viento incrementaría la convergencia en la parte delantera de la superficie frontal, aumentando de esta manera la precipitación. Por otro lado, también se sugiere que el viento de barrera impide el avance hacia el norte de la superficie frontal, disminuyendo su velocidad. Una consecuencia de la relación del viento de barrera y el avance más lento de la superficie frontal sería el aumento de la persistencia entre 36° y 37°S. Es importante destacar que la mayor persistencia en la región 36°-37°S, provocaría una mayor precipitación acumulada por evento durante invierno. Posteriormente, Barret et al. [2011], muestra que el patrón promedio de precipitación, de 238 eventos de lluvia en Santiago durante invierno, presenta una zona con máxima precipitación en torno a 37°S durante los días previos (ver figura 2 en Barret et al. 2011). Por lo tanto, la hipótesis de Barret et al. [2009] establece que el aumento de la persistencia de la precipitación depende de la convergencia asociada a la presencia de un viento de barrera que se presenta en la región donde el flujo prefrontal es bloqueado por la cordillera. Esto ocurriría al norte de 36°S donde las alturas promedio de la Cordillera de Los Andes son muy superiores a 2000 msnm, sin embargo, es importante destacar que, el trabajo de Barret et al. [2009] hace referencia a un solo caso de estudio.

Cordillera de los Andes

El efecto de Los Andes sobre sistemas de latitudes medias ha sido estudiado por diferentes investigadores nacionales e internacionales, a diferentes escalas espaciales y temporales, dentro de los cuales se encuentran:

- Perturbación de frentes fríos, específicamente la canalización de aire frío al lado

¹Estadísticamente, la persistencia puede definirse como la existencia de una dependencia estadística entre valores sucesivos de una misma variable, o entre las ocurrencias sucesivas de un evento dado [Wilks 1995]. Para este trabajo, persistencia se refiere al número de horas durante las cuales existe precipitación del total de horas del evento.

este de Los Andes, permitiendo un rápido avance de aire frío hasta zonas subtropicales, o incluso tropicales. [Seluchi et al. 2006]

- Retrasa la disipación de las bajas segregadas, debido al bloqueo de la entrada de aire cálido y húmedo desde el interior del continente. [Garreaud y Fuenzalida 2007]
- Retraso del avance de frentes fríos hacia el norte, al lado oeste de Los Andes. Una topografía al 20% de la actual produce un menor fortalecimiento orográfico de la precipitación, implicando una disminución en la precipitación caída en el lado oeste de Los Andes, entre 33° y 36°S. [Barret et al. 2009]

2.2.1. Modificación Orográfica

Las influencias orográficas en la distribución de precipitación están determinadas por una combinación de procesos microfísicos, dinámicos y termodinámicos, que ocurren en diferentes escalas espaciales y temporales. Una revisión completa es presentada por Roe [2004] y Houze [2012]. La figura 3 ilustra los mecanismos más importantes en los que la precipitación es alterada por cerros o montañas. El mecanismo más sencillo (figuras 3a y 3b) es en cual el aire, generalmente estable y húmedo, asciende sobre un obstáculo (independiente de su tamaño), produciendo enfriamiento y su consecuente saturación-condensación y precipitación, mientras que a sotavento, debido a la extracción de humedad a barlovento el aire es más seco, por lo cual, la precipitación disminuye considerablemente o se suprime. En las figuras 3c y 3d muestran como se modifican las nubes debido a la presencia de ciclos diurnos de montaña, donde durante el día los vientos montaña arriba producen convergencia en el tope de la montaña, y durante la noche, los vientos montaña abajo, producen convergencia en la base de la montaña, generando convección y precipitación. Las figuras 3e y 3f representan el mecanismo seeder-feeder (o su traducción siembra-alimentación), válido para obstáculos de menor tamaño, en donde el ascenso forzado no es capaz de producir precipitación (debido a la baja altura del obstáculo). Sin embargo, la presencia de precipitación proveniente de nubes pre-existentes a mayor altura, producen la siembra de estas nubes por la alimentación de gotas desde las nubes existentes.

Los esquemas en las figuras 3g y 3h muestran como las ondas a sotavento, generadas por un obstáculo pequeño y uno grande respectivamente (por ejemplo un cerro y una montaña), pueden ayudar a la formación de nubes convectivas a sotavento del obstáculo. Desde el punto de vista dinámico, el mecanismo más importante es el “bloqueo” del flujo debido a la presencia de un obstáculo o barrera. Cuando el flujo se aproxima al terreno, su respuesta depende de tres factores: la intensidad del viento en la componente perpendicular a la barrera, el grado de estabilidad termodinámica del flujo que se aproxima, y la altura de la barrera. Estos factores son combinados dentro del número de Froude

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (1)$$

(sacado del contexto común de la dinámica de fluidos, en el cual se refiere a la razón de la velocidad del fluido dividido por la velocidad de la onda), en donde U es la rapidez del flujo, N la frecuencia de Brunt-Vaisala (estabilidad estática) definida por $[(g/\theta_0)\partial\theta/\partial z]^{1/2}$ y h es la altura del obstáculo. En el caso que el flujo de aire que se aproxima al terreno es lo suficientemente lento y estáticamente estable, es decir, un número de Froude pequeño (menor que 1), el aire en niveles bajos es bloqueado totalmente (figura 3i) o de forma parcial (figura 3j). Los efectos del bloqueo en niveles bajos puede estar asociado a una desaceleración del flujo pendiente arriba o al desarrollo de un jet de barrera (paralelo a la barrera). Según *Hegger y Hoinka* [1992] el jet paralelo al terreno puede interactuar con un sistema frontal que se aproxima, provocando una deformación y desaceleración del frente. Por último, las figuras 3k y 3l hacen referencia a la activación de convección profunda a sotavento del obstáculo.

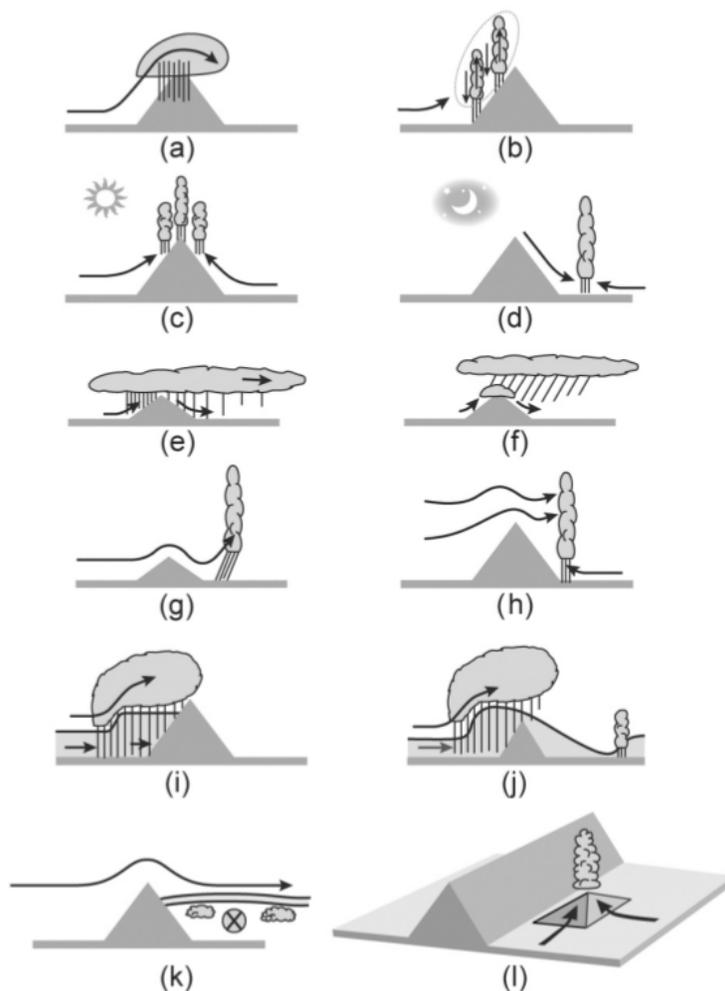


Figura 3: Mecanismos en los cuales montañas y cerros afectan la precipitación [Houze 2012].

2.3. Hipótesis de trabajo

En la figura 1 se ven dos aspectos importantes del gradiente topográfico meridional de la Cordillera de los Andes. El primero es que entre 36 y 37°S existe una disminución de las alturas superiores a 2000 msnm, lo cual sustenta la hipótesis de Barret et al. [2009] sobre el viento norte de barrera y la convergencia en esta zona, debido al bloqueo que producen las alturas superiores a 3000 msnm. Sin embargo, el gradiente topográfico meridional a lo largo de la depresión intermedia en torno a $71,5^{\circ}\text{W}$, que es la zona donde hay bloqueo al norte de 34°S , muestra un aumento del gradiente topográfico al sur de 36°S . Luego, como hipótesis de este trabajo, se propone que el

aumento de la precipitación en la zona de máxima precipitación en torno 36°S, se debe al ascenso que experimentaría el aire húmedo que viene desde el norte, que es forzado a ascender sobre el gradiente topográfico inverso, asociado al cambio de orientación de Los Andes.

3. Metodología

La metodología usada en este trabajo corresponde al comúnmente llamado "*Caso de Estudio*". Los *casos de estudio* son un elemento básico en la meteorología, donde se describe la evolución de las condiciones del tiempo durante un evento en específico, logrando revelar fenómenos de mesoescala que antes no se conocían [Schultz 2010].

Este caso de estudio consta de una parte observacional y otra de modelación numérica. Con las observaciones, se busca describir un episodio de precipitación y evaluar el desempeño de un modelo atmosférico. La etapa de modelación numérica busca simular un episodio de precipitación, analizar la relación de la precipitación con el terreno y evaluar la sensibilidad del modelo a cambios en la topografía. Los detalles metodológicos se describen a continuación:

3.1. Observaciones Meteorológicas

Con el objetivo de realizar una descripción observacional del evento de precipitación y validar la simulación realizada con el modelo WRF, se genera un set de datos obtenidos de observaciones superficiales y de perfiles verticales realizados en diversos puntos de la zona centro-sur de Chile. Los radiosondeos corresponden a Santiago (STGO) proporcionado por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y las observaciones pluviométricas son proporcionadas por la *Dirección General de Aguas* (DGA). Además, se incluyen radiosondeos en Chillán (CHN) y Concepción (CON) junto con observaciones pluviométricas obtenidas desde la red instalada en el Parque Nacional Nahuelbuta (MESONET) en el contexto del proyecto AFEX (Fondecyt 1110169), ver figura 4.

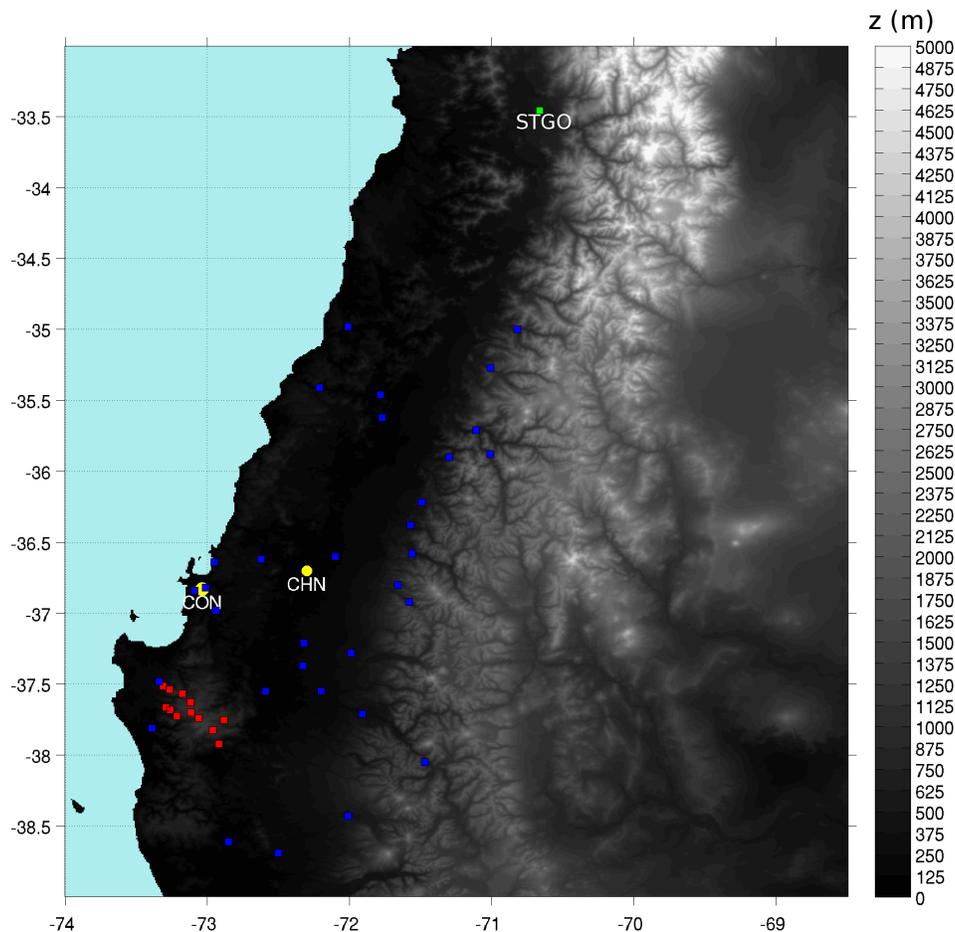


Figura 4: Ubicación de la información meteorológica disponible. En amarillo se muestran los puntos de lanzamiento de globos sonda, en rojo las estaciones pluviométricas de la red MESONET, en azul las estaciones de la DGA y en verde la estación de radio-sondeo en Santiago. La escala de grises representa la altura del terreno en msnm.

3.2. Modelación Numérica

Con el propósito de comprender los efectos de la topografía en la precipitación en la zona de Chile central, se utiliza el Modelo de Predicción Numérica “Weather Research

and Forecasting (WRF)” [Skamarock et al. 2008]. WRF es ampliamente utilizado para pronósticos numéricos y simulaciones de eventos pasados con fines académicos. Dentro de las utilidades de los modelos numéricos, se encuentran la capacidad de reproducir eventos cambiando las condiciones iniciales o condiciones de borde, tales como, altura del terreno, uso de suelo, etc. WRF ha sido utilizado ampliamente en diversos estudios relacionados con la modificación orográfica de la precipitación (e.g., Flesch y Reuter 2012 en Alberta, Canadá; Barret et al. 2009 en Sud-América ; Hong y Lee 2009 en Korea del Sur).

Flesch y Reuter [2012] estudiaron el efecto de la topografía en dos eventos de inundación ocurridos en Alberta, Canadá. WRF fue utilizado para examinar la sensibilidad de dos tormentas a la topografía de “Rocky Mountains”. Su metodología consistió en reducir al 75% todo punto de grilla sobre los 1000 m sobre el nivel del mar, mientras que los puntos bajo los 1000m no fueron modificados. Como resultado se observó una disminución en el máximo de precipitación en un 50% sobre las montañas y pie de las montañas.

Por otro lado, *Hong y Lee [2009]* hicieron uso de WRF para realizar un estudio de sensibilidad de la topografía en la distribución de precipitación durante un evento de inundaciones súbitas en Seul, Corea del Sur. Su metodología consiste en reducir la topografía de todos los dominios a cero. El resultado del experimento mostró que el forzamiento orográfico es responsable del aumento de un 20% en la precipitación en la zona de máxima lluvia caída.

Por último, *Barret et al. [2009]*, en una parte de su estudio, utiliza WRF con el fin de determinar el efecto que tiene la Cordillera de los Andes en los patrones de precipitación asociados a los sistemas frontales que se aproximan desde el Pacífico. Para poder aislar el efecto de la altura de la cordillera en la evolución del frente, realizó un experimento reduciendo la topografía en todo el dominio a un 20% de la corrida de control (simulación no modificada). Esta configuración permitió reducir uniformemente la topografía, manteniendo su estructura original, con la altura disminuyendo

de norte a sur.

Lo anterior demuestra que no existe una metodología establecida para poder determinar el efecto de la topografía sobre la precipitación usando WRF, sino que depende del tipo mecanismo de precipitación en estudio, lugar de estudio, y por supuesto, de la experiencia y habilidad del investigador en el uso de WRF. En este trabajo se propone, mediante el uso del modelo WRF, realizar los siguientes experimentos numéricos: Una simulación de control (CTRL) con el fin de simular un evento pasado de precipitación asociado a un sistema frontal que llegue a la zona de estudio. El evento debe ser, en lo posible, alguno en los cuales se disponga de observaciones en terreno de precipitación y sondeos verticales para la posterior validación de la simulación. En un primer experimento (EXP1), con el fin de cuantificar el efecto total de la topografía, se modifica la topografía a cero en cada uno de los dominios. Un segundo experimento (EXP2) se modifica la topografía del modelo en la región donde existe el gradiente topográfico inverso. Para disminuir el efecto que produce el hecho que las condiciones iniciales y de borde provienen desde un modelo global (FNL, análisis final del modelo Global Forecasting System GFS) el cual posee topografía, se configura el dominio externo de tal forma que los bordes estén lo más alejado posible de zonas con características topográficas importantes, asumiendo los costos que esto pueda producir.

La resolución de las simulaciones es un factor importante, ya que una resolución espacial más fina dará una mejor representación del terreno. Si el modelo representa bien los efectos del terreno sobre el viento superficial, entonces una resolución más fina debería ser más precisa en la representación de los patrones de precipitación inducidos por el terreno [Wu et al. 2009]. Al respecto, una resolución horizontal de 1km x 1km se podría considerar una alta resolución. El problema mayor está asociado al costo computacional que significa llegar a una resolución espacial mayor.

3.3. Simulación del evento (CTRL)

3.3.1. Periodo de Simulación

Las figuras 5 y 6 muestran la evolución temporal de la precipitación, temperatura del aire y de la humedad relativa cerca de la superficie, durante un frente frío ocurrido durante la tercera semana de agosto de 2011. Las estaciones corresponden a Torre de Bomberos (a casi 1000msnm) en la Cordillera de Nahuelbuta y Chillán (150 msnm), respectivamente. Estas estaciones se ubican en la banda latitudinal que sería beneficiada por el incremento de la precipitación debido al mecanismo propuesto en la hipótesis de este trabajo. En la Cordillera de Nahuelbuta el evento de precipitación se inicia pasada las 22 horas del 15 de agosto. En los días siguientes la precipitación se interrumpe durante algunas horas, pero el evento de precipitación finaliza claramente cerca de las 21 horas del 17 de agosto. En Chillán, hacia el sector de la depresión intermedia, el evento de precipitación se inicia cerca de las 6 de la madrugada del 16 de agosto, 8 horas después de iniciado en Nahuelbuta. En el caso de Chillán, se puede apreciar que el evento se interrumpe casi medio día a partir de las 18 horas del mismo 17 de agosto. Luego, un segundo pulso de precipitación, menos extenso en tiempo, aparece entre las 7 y 18 horas del 17 de agosto. Es notable la interrupción del ciclo diario de temperatura y humedad relativa mientras hay precipitación. También se observa muy bien la disminución de la temperatura una vez que el evento de precipitación termina en ambas estaciones. En ambos casos la humedad relativa se mantiene por sobre 90% hasta el momento en que aumenta nuevamente la temperatura. La disminución de la temperatura luego del término de la precipitación indicaría que la lluvia es prefrontal.

Debido a lo anterior, se decide que el periodo de simulación sea entre el día 14 de agosto a las 00 UTC y el 19 de agosto a las 00UTC. Iniciando la simulación 48 hrs antes de que el sistema frontal intersecte la costa de Chile, se espera que el sistema de baja presión sea introducido al dominio de modelación a travez de las condiciones de borde del modelo (bordes de los dominios del modelo) y no de la condición inicial. De esta manera se puede realizar una modificación de las variables estáticas (ej.,

topografía), que sea consistente con la estructura del ciclón extra-tropical a simular.

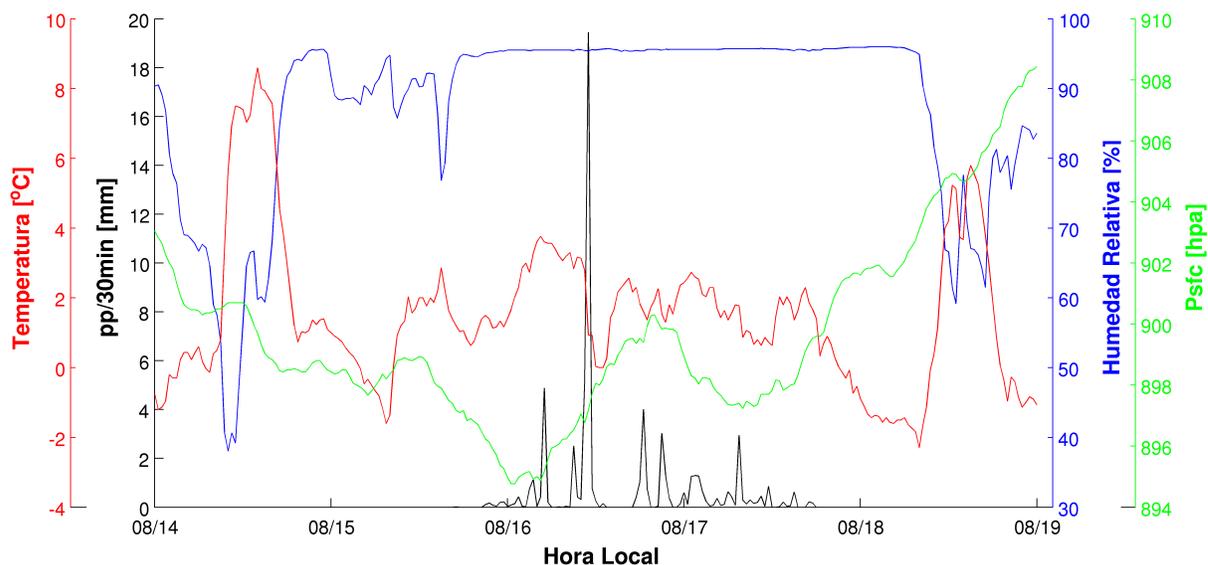


Figura 5: Precipitación observada entre el 14 de agosto a las 00HL y el 19 agosto a las 00HL, en entación Torre de Bomberos, perteneciente a la red MESONET.

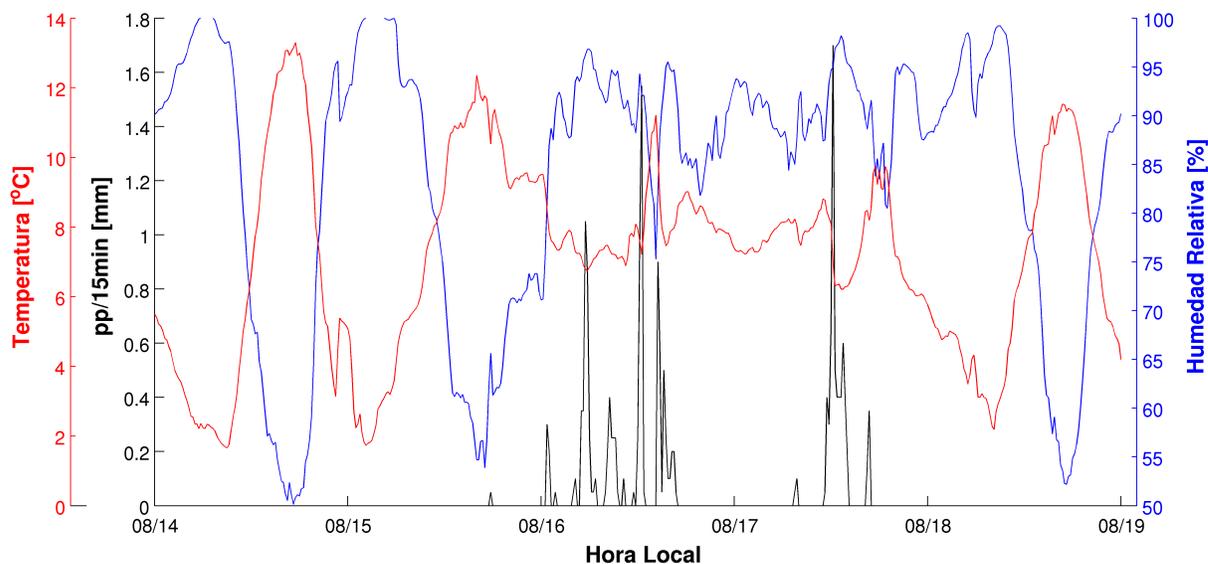


Figura 6: Precipitación observada entre el 14 de agosto a las 00HL y el 19 agosto a las 00HL, en entación Chillán.

3.3.2. Dominios

La simulación consta de dos dominios, uno anidado dentro del otro, ambos centrados en $35,2^{\circ}\text{S} - 70,98^{\circ}\text{W}$. El dominio más grande cubre un área comprendida entre aproximadamente $86^{\circ} - 57^{\circ}\text{W}$ y $47^{\circ} - 23^{\circ}\text{S}$. Esta extensión se justifica con el fin de capturar los procesos físicos de escala sinóptica, dejando los bordes del dominio lo más alejado posible de la región de interés y lejos de zonas con características topográficas importantes. El lado occidental del dominio exterior se encuentra sobre el Océano Pacífico, región desde donde provienen los sistemas de latitudes medias. El segundo dominio anidado es de 123×120 puntos de grilla a una resolución de $9\text{km} \times 9\text{km}$. Sus bordes son $30,1^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$ y $76,9^{\circ}\text{W} - 65^{\circ}\text{W}$.

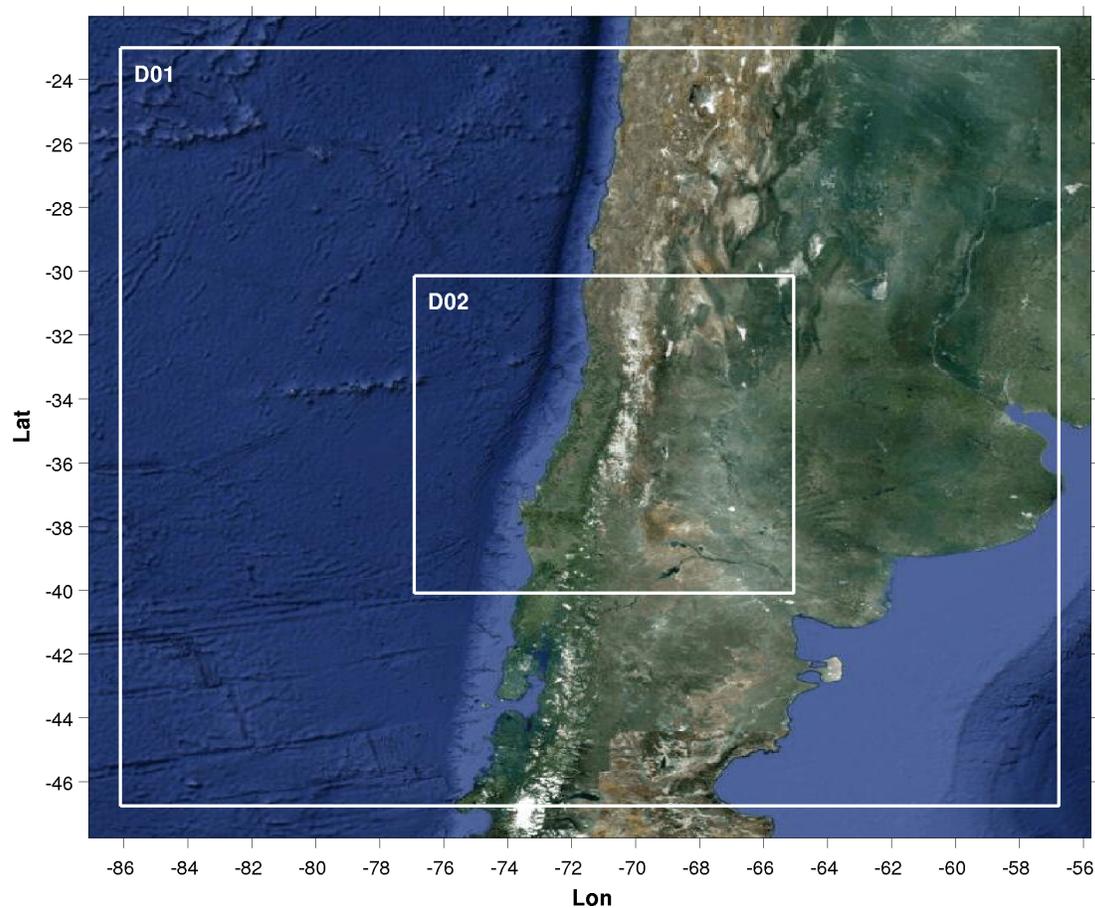


Figura 7: Dominios WRF.

3.3.3. Resolución Vertical

La resolución vertical consta de 59 niveles verticales, con el tope en 50hpa (~ 20km), a una resolución aproximada de 60m bajo el primer kilómetro y 100m en el segundo kilómetro.

Los niveles eta del modelo son los siguientes:

1.000, 0.995, 0.990, 0.985, 0.980, 0.975, 0.970, 0.965, 0.960, 0.955, 0.950, 0.945, 0.940, 0.935, 0.930, 0.925, 0.920, 0.915, 0.910, 0.905, 0.900, 0.890, 0.880, 0.870, 0.860, 0.850, 0.840, 0.830, 0.820, 0.810, 0.800, 0.790, 0.780, 0.770, 0.760, 0.740, 0.720, 0.700, 0.675, 0.650, 0.625, 0.600, 0.575, 0.550, 0.500, 0.450, 0.400, 0.350, 0.300, 0.250, 0.200, 0.150, 0.125, 0.100, 0.060, 0.045, 0.030, 0.015, 0.000,

3.3.4. Condiciones iniciales y de borde

El modelo es forzado con el análisis global operacional final de NCEP, conocido como FNL ². Estos datos son preparados operacionalmente cada 6 horas, proveniente del sistema global de asimilación de datos (GDAS o Global Data Assimilation System), el cual continuamente recolecta datos observacionales del sistema global de telecomunicaciones (GTS o Global Telecommunications System) y otras fuentes. Los FNL están hechos con el mismo modelo que NCEP usa en el sistema de predicción global GFS, con la diferencia que los FNL son preparados una hora (o más) después que GFS es inicializado, por lo que poseen una mayor cantidad de datos observacionales asimilados.

Los FNL se encuentran disponibles en 27 niveles verticales (incluyendo la superficie), desde 1000hpa a 10hpa, a una resolución horizontal de 1° x 1° . Los parámetros incluyen presión superficial, presión a nivel del mar, altura geopotencial, temperatura, temperatura superficial del mar, suelo, cubierta de hielo, humedad relativa, vientos,

²U.S. National Centers for Environmental Prediction, updated daily: NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Dataset ds083.2 published by the CISL Data Support Section at the National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, available online at <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>.

movimiento vertical, vorticidad y ozono.

Una evaluación del impacto del forzante sobre una simulación en alta resolución de la tormenta tropical Ivan durante 2004, fue realizada por *Sun y Barros* [2004]. En dicho trabajo se mostró que, una simulación forzada con FNL, captura la estructura y evolución de mejor manera que una simulación forzada con NARR (North American Regional Reanalysis), cuya resolución horizontal es de 32km x 32km. También se observa en ambos casos, una sobrestimación de los vientos superficiales, la cual se atribuye a una subestimación de la rugosidad superficial del terreno. Esto implica una subestimación del arrastre superficial, lo que finalmente reduce la convergencia en niveles bajos y debilita la disipación del ciclón simulado. Si bien el trabajo descrito anteriormente, no tiene comparación con el lugar de estudio ni con el tipo de evento a simular en el presente trabajo, sirve como antecedente favorable en la elección del producto FNL como forzante del modelo.

3.3.5. Datos Estáticos

Topografía

La topografía utilizada corresponde a datos del USGS a 30 arco-segundos (arcs), extrapolados a 27km y 9km de resolución horizontal.

Características Superficiales

Dentro de las características de suelo importantes, se encuentran el tipo y uso de suelo. Las fuentes de datos disponible con el modelo WRF corresponden a catálogos del USGS (USGS 24 categorías de uso de suelo) y otro proveniente del satélite MODIS (IGBP- MODIS 20 categorías de uso de suelo). Según una evaluación realizada en el desarrollo del Explorador Eólico de la Universidad de Chile para el Ministerio de Energía (http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/info/Documentacion_Explorador_Eolico_V2_Full.pdf), en el cual se compararon catálogos nacionales creados por CONAF, CONAMA, BIRF y otros, se llegó a la conclusión que es el catálogo de MODIS el que mejor representa, por su cobertura y calidad, todo el territorio

Chileno. Debido a lo anterior, se utiliza la base de datos de MODIS a una resolución de 30 x 30 arcs.

3.3.6. Parametrizaciones

Las parametrizaciones utilizadas en este trabajo se muestran en la tabla I.

Física	Esquema
Radiación de onda corta	Dudhia
Radiación de onda larga	Rapid Radiative Transfer Model
Microfísica	WRF Single-Moment 3-class
Parametrización de cúmulos	Betts-Miller-Jancic
Capa límite planetaria	QNSE
Superficie del suelo	Difusión térmica de 5 capas
Capa superficial	QNSE

Tabla I: Parametrizaciones físicas utilizadas en los experimentos.

3.3.7. Aspectos Técnicos

La Modelación Numérica de la atmósfera, en el área del uso y aplicación de modelos numéricos, requiere de una primera etapa básica, pero no menos compleja, que es la instalación del modelo. La complejidad depende de los requerimientos propios del modelo, tales como, hardware, plataforma, librerías, etc., por lo cual es necesario tener conocimientos computacionales a un nivel intermedio.

El modelo WRF, al ser un modelo comunitario o *opensource*, se encuentra muy bien documentado en el ámbito de la física de la atmósfera involucrada y de toda la parte computacional, por lo que todo lo necesario para su instalación y uso se encuentra disponible en la web.

En el desarrollo de este trabajo se ejecutaron los siguientes pasos:

1. Descarga del código fuente del sistema de preprocesamiento (WPS) y el modelo WRF-ARW (Versión 3.3.1)
2. Descarga e instalación de los compiladores de fortran y c de Intel.
3. Descarga e instalación de todas las librerías necesarias para la instalación del modelo.
4. Compilación del módulo de pre-procesamiento de WRF (WPS).
5. Compilación del modelo de WRF-ARW.

Lo anterior fue realizado en un nodo o estación de trabajo ubicada en las dependencias de la sala de servidores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción, cuyas características son las siguientes:

- Procesador: Intel Xenon E5405 2.00 GHz 64-bits
- Número de CPU: 1
- Número de cores: 8
- RAM: 4 GB
- SO: Debian 6.0

La lectura de los archivos de salida (wrfout_d0*) se realizó directamente a través del lenguaje de cálculo técnico MATLAB³, utilizando la herramienta MEXCDF⁴.

3.4. Experimentos

Además de la simulación de control (**CTRL**), que utiliza la topografía real (figura 8), se realizan dos experimentos en que se modifica la topografía. Para ambos experimentos

³MATLAB® es un lenguaje de alto nivel y un entorno interactivo para el cálculo numérico, la visualización y la programación. Mediante MATLAB, es posible analizar datos, desarrollar algoritmos y crear modelos o aplicaciones. El lenguaje, las herramientas y las funciones matemáticas incorporadas permiten explorar diversos enfoques y llegar a una solución antes que con hojas de cálculo o lenguajes de programación tradicionales, como pueden ser C/C++ o Java™.

⁴MEXCDF es una interfaz de netcdf para MATLAB. link: <http://mexcdf.sourceforge.net/>

se mantiene la misma configuración que en la simulación de control.

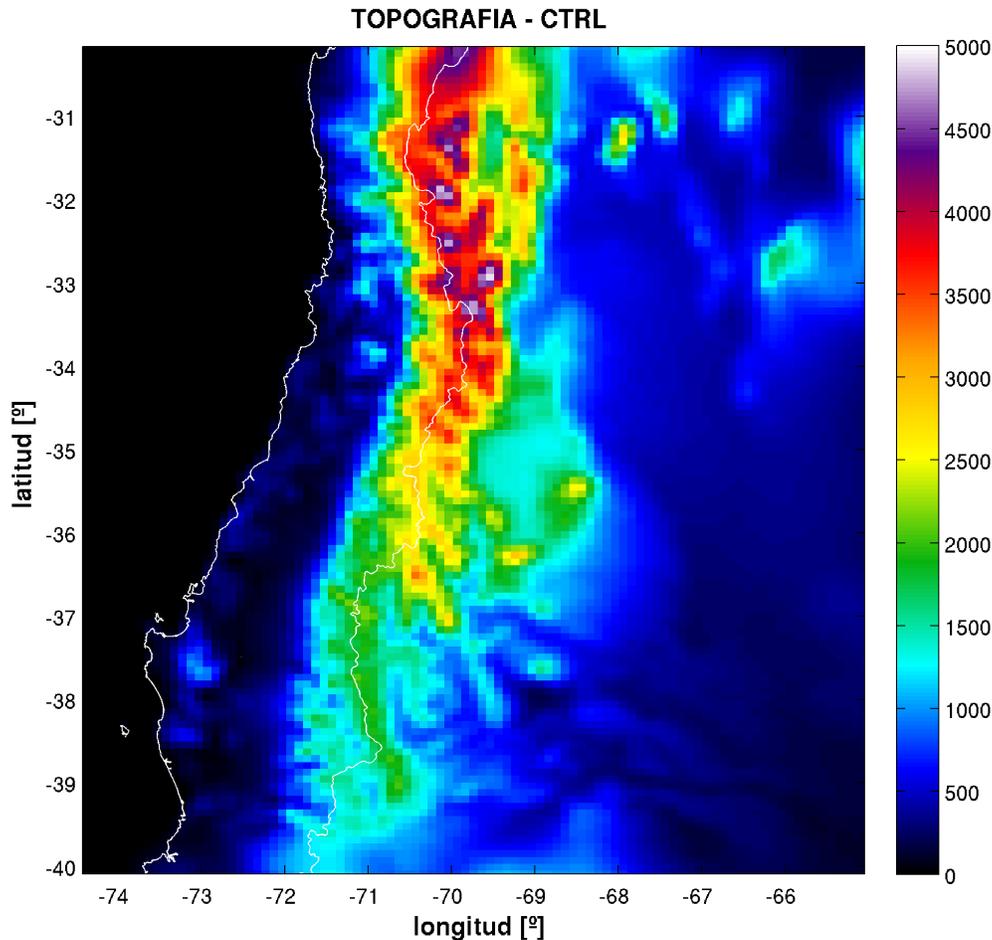


Figura 8: Topografía utilizada en la simulación de control. La fuente de información es del USGS a una resolución de 9km x 9km.

Experimento 1 (EXP1): Con el fin de cuantificar la sensibilidad de la precipitación debido a la interacción del flujo con el terreno (ascenso orográfico), se modifica la topografía a cero en cada uno de los dominios. Para disminuir el efecto que produce el hecho que las condiciones iniciales y de borde provienen desde un modelo global (FNL, análisis final del modelo Global Forecasting System GFS) el cual posee topografía, se configura el dominio externo de tal forma que los bordes están lo más alejado posible de zonas con características topográficas importantes.

Experimento 2 (EXP2): Con el propósito de verificar la hipótesis, que indica que el aumento de la altura (en sentido norte a sur) a lo largo de $71,5^{\circ}O$, sería responsable del aumento de parte importante de la precipitación al sur de $36^{\circ}S$, se modifica la topografía de tal manera de eliminar este rasgo topográfico inverso (ver figura 9). La reducción de la pendiente se realiza disminuyendo la altura en la región comprendida entre $39,5^{\circ}S - 34^{\circ}S$ y $70,5^{\circ}S - 72^{\circ}S$, con una disminución menor en los bordes y máxima en el interior de la región, para así generar una topografía sin cambios bruscos.

En la figura 10 se muestra el perfil latitudinal de la altura del terreno promedio en la banda $71^{\circ}-72^{\circ}W$, para la simulaciones CTRL y EXP2. Se puede apreciar el cambio de la pendiente entre 36° y $33,5^{\circ}S$. Es importante mencionar que el rasgo topográfico norte-sur de Los Andes (al este de $71^{\circ}W$) no fue alterado, tal como se aprecia en las figuras 9 y 8.

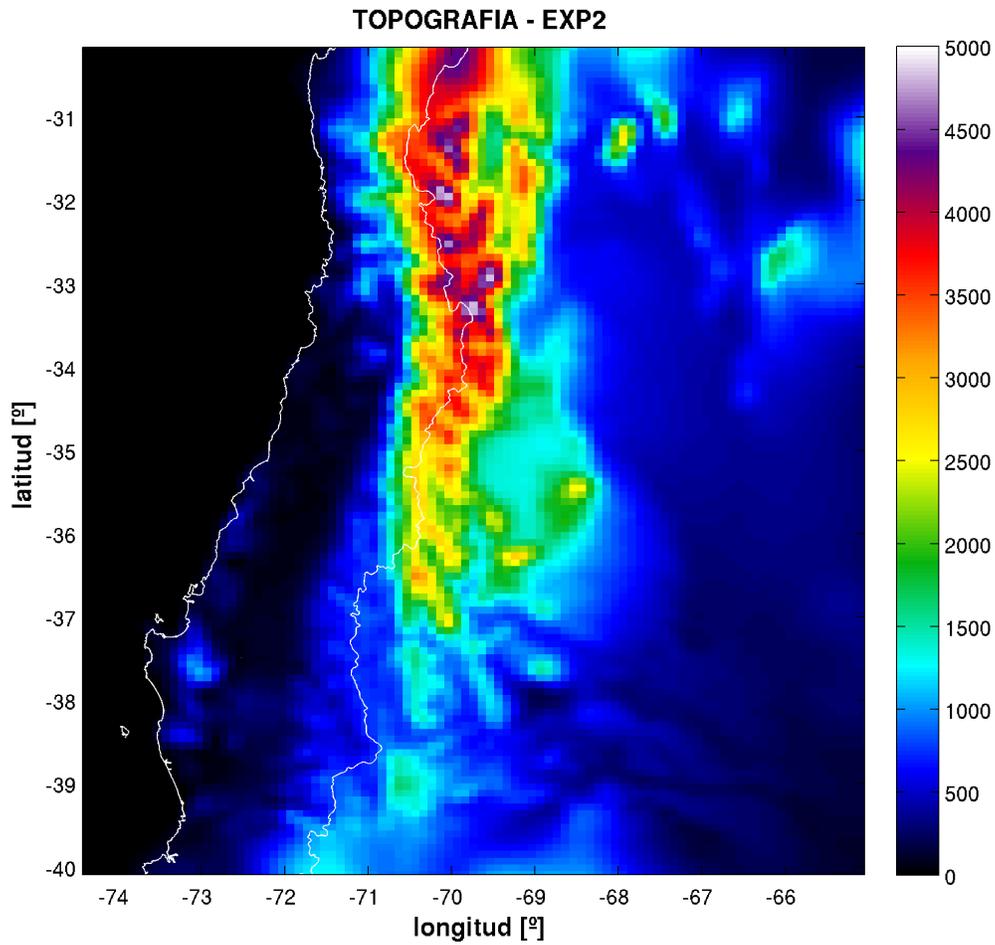


Figura 9: Topografía utilizada en el experimento 2, en donde se ha reducido la altura del terreno en la banda 72-71W

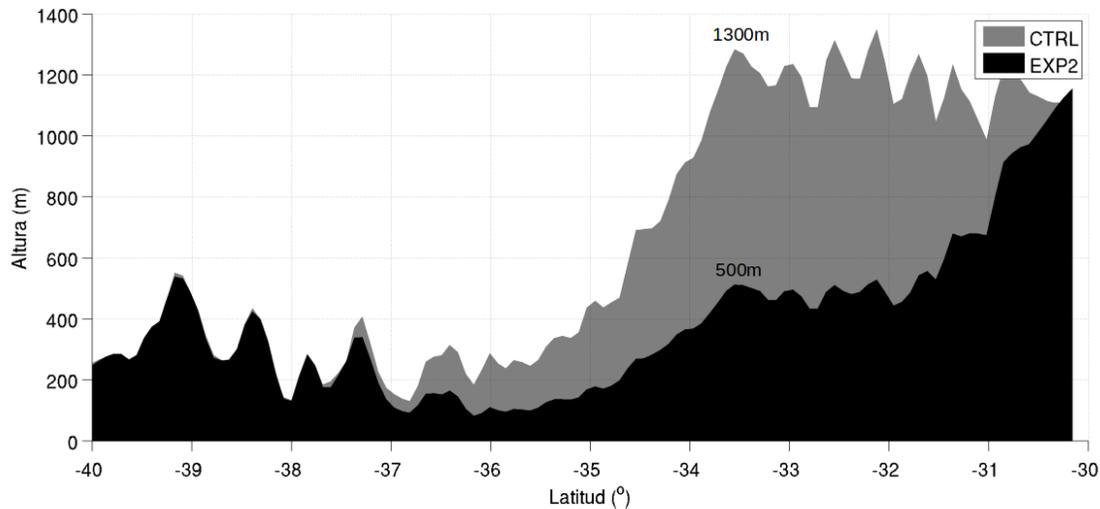


Figura 10: Perfil latitudinal de la altura del terreno promedio en la banda 71°-72°W, para simulaciones CTRL y EXP2.

3.5. Verificación/Validación

Los métodos de verificación tienen como principal objetivo evaluar la calidad de una simulación o predicción. Existen muchos métodos para cumplir este objetivo, pero en todos los casos trata de comparar variables simuladas por el modelo con observaciones in-situ. Las razones principales para la verificación de las simulaciones/predicciones son:

- La mayoría de los modelos numéricos están bajo continuo desarrollo, por lo que la única forma de saber si las mejoras a los modelos implican una mejora en los resultados de una simulación o predicción, es a través de la estimación del error estadístico.
- Para estudios de procesos físicos, donde el modelo es usado como sustituto de la atmósfera real, la solución del modelo debe ser verificada objetivamente utilizando observaciones, y si las soluciones del modelo están bien correspondidas en lugares donde existen observaciones disponibles, hay un grado de confianza para creer en el modelo en lugares donde no existen observaciones [Tomkins 2011].

En este trabajo se compara la precipitación acumulada total del evento en 44 estaciones en superficie. También se realiza una comparación de las variables en altura del modelo, como temperatura, humedad relativa y magnitud del viento.

3.6. Impacto del terreno en la precipitación

Con el fin de explorar la precipitación entregada por el modelo, se realiza un análisis que conjuga la precipitación, viento en 10m y topografía del modelo. Considerando el principio básico de formación de precipitación descrito en la sección 2.2.1, en el cual el aire húmedo que asciende a través de las laderas de los cerros o montañas (flujo de humedad montaña arriba) es responsable, en gran parte, de la formación de precipitación, se establece una metodología que permita cuantificar la relación existente entre el gradiente topográfico (pendiente del terreno), intensidad de la precipitación e intensidad del flujo. Para esto, se define el gradiente topográfico (GT), el cual depende implícitamente de la dirección del viento, como la diferencia de altura entre cada punto de grilla y el punto de grilla vecino desde donde proviene el viento, dividida por la distancia horizontal entre ambos puntos. GT positivo (negativo) indica que el flujo asciende (desciende). En la figura 11 se muestra el esquema utilizado para este análisis, en el cual se tienen 8 rangos posibles de dirección de viento, resumidos en la siguiente tabla:

Rango de dirección	Gradiente topográfico
[NNO-NNE[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_i, y_{j-1})}{a}$
[NNE-ENE[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i+1}, y_{j-1})}{c}$
[ENE-ESE[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i+1}, y_j)}{a}$
[ESE-SSE[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i+1}, y_{j+1})}{c}$
[SSE-SSO[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_i, y_{j+1})}{a}$
[SSO-OSO[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i-1}, y_{j+1})}{c}$
[OSO-ONO[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i-1}, y_j)}{a}$
[ONO-NNO[$\frac{z(x_i, y_j) - z(x_{i-1}, y_{j-1})}{c}$

Tabla II: Rangos de dirección de viento y la estimación del GT respectivo.

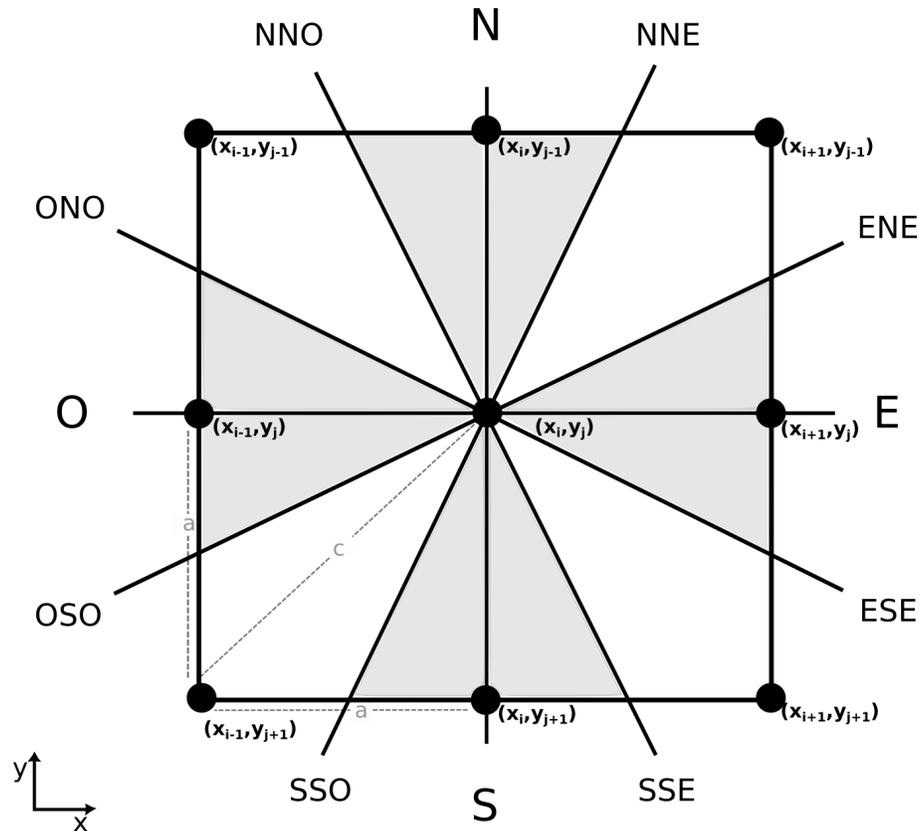


Figura 11: Esquema utilizado para estimar el gradiente topográfico en función de la dirección del viento

4. Resultados

4.1. Descripción del evento

4.1.1. Características Sinópticas

Mediante el uso de mapas sinópticos generados a partir de datos del análisis FNL (para descripción de los datos ver sección 3.3.4), se realiza una descripción general del evento en estudio.

La figura 13 muestra la evolución temporal de las características sinópticas del evento, donde se representan los campos de altura geopotencial en 500hpa (línea segmentada blanca, en metros), la presión a nivel del mar (línea continua color negro, en hpa),

campo vectorial de viento (flechas) y temperatura en superficie (campo coloreado entre 0 a 30 °C). Cada uno de los mapas representa el análisis FNL a las 00UTC entre el 14 y 19 de agosto de 2011. En términos generales, se puede distinguir la propagación de una vaguada en altura hacia el este. El día 16 a las 00UTC se observa la prevaguada sobre Chile central, momento en el cual se observa el inicio de las precipitaciones en Nahuelbuta (figura 5). Se observa viento del NO en superficie y un centro de baja presión en 45°S muy intenso, cuya circulación ciclónica se extiende hasta 30°S. 24 horas después (00UTC día 17) en Chile central el flujo en altura es principalmente zonal (oeste, derivado de las líneas de altura geopotencial en 500hpa), mientras que superficie sigue habiendo viento del NO asociado al paso frontal. Hacia las 00UTC del día 18 el viento es del oeste en superficie y sur el día 19, volviendo al régimen de viento sur a lo largo de la costa Chilena. La características descritas para el día 18 coinciden con el modelo conceptual para el día-0 propuesto por *Garreaud* [2009] (ver figura 2a).

Una característica de las ondas baroclínicas, según *Wallace and Hobbs* [2006], es su longitud de onda de $\sim 4000\text{km}$ y su velocidad de fase de 7° por día (o 6 m/s). Acorde a lo anterior, en la figura 14 se muestra un gráfico longitud-tiempo del promedio entre 35° y 60°S de la componente meridional del viento en 250hpa, en el cual se observa una evidente perturbación en altura entre el día 14 y 24 de agosto de 2011, cuya pendiente indica la velocidad de fase de la onda baroclínica. Realizando una estimación simple de la pendiente de la perturbación, de la figura 14 se puede validar que para este episodio particular, la onda baroclínica tiene una velocidad de fase de $\sim 6,6^\circ/\text{día}$, valor muy cercano al descrito por *Wallace y Hobbs* [2006].

De las imágenes satelitales del sensor MODIS en la plataforma Aqua (Producto MYD09CMG), un producto de reflectancia superficial a nivel diario (la mejor imagen a la cual se pudo tener libre acceso), se aprecia la estructura de la cobertura nubosa asociada al evento. El día 18 se aprecia la banda frontal fría sobre Chile central. Cabe destacar que las imágenes corresponden a las 12UTC del día correspondiente. En el día 17 se aprecia una evidente circulación ciclónica y su correspondiente banda frontal fría, sin embargo, este frente frío es un frente secundario de menor intensidad (evidenciado

gracias a la simulación WRF del evento, no mostrado en este informe).

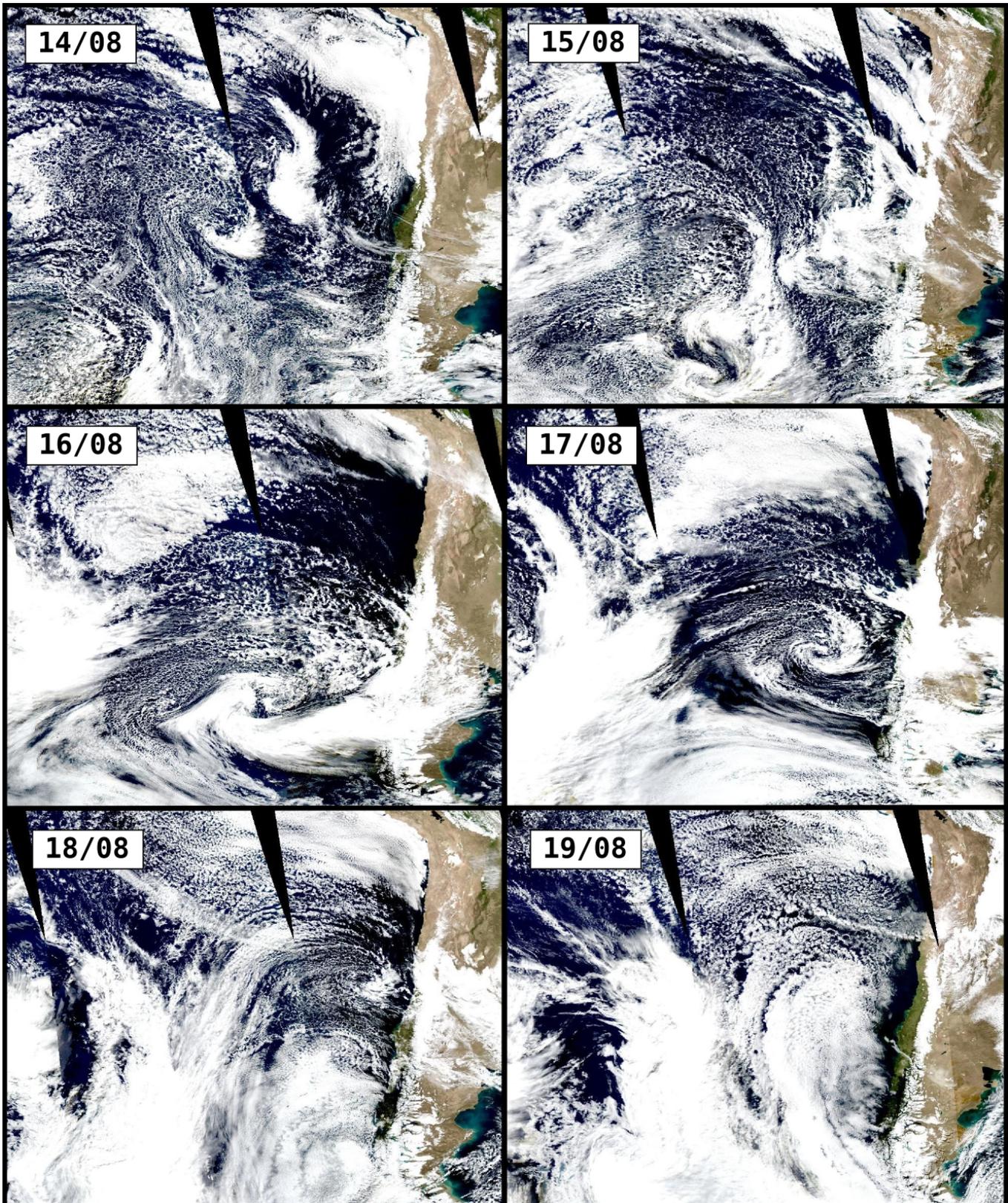


Figura 12: Imágenes MODIS Aqua entre los días 14 y 19 de agosto de 2011. Cada imagen es de las 12UTC del día correspondiente.

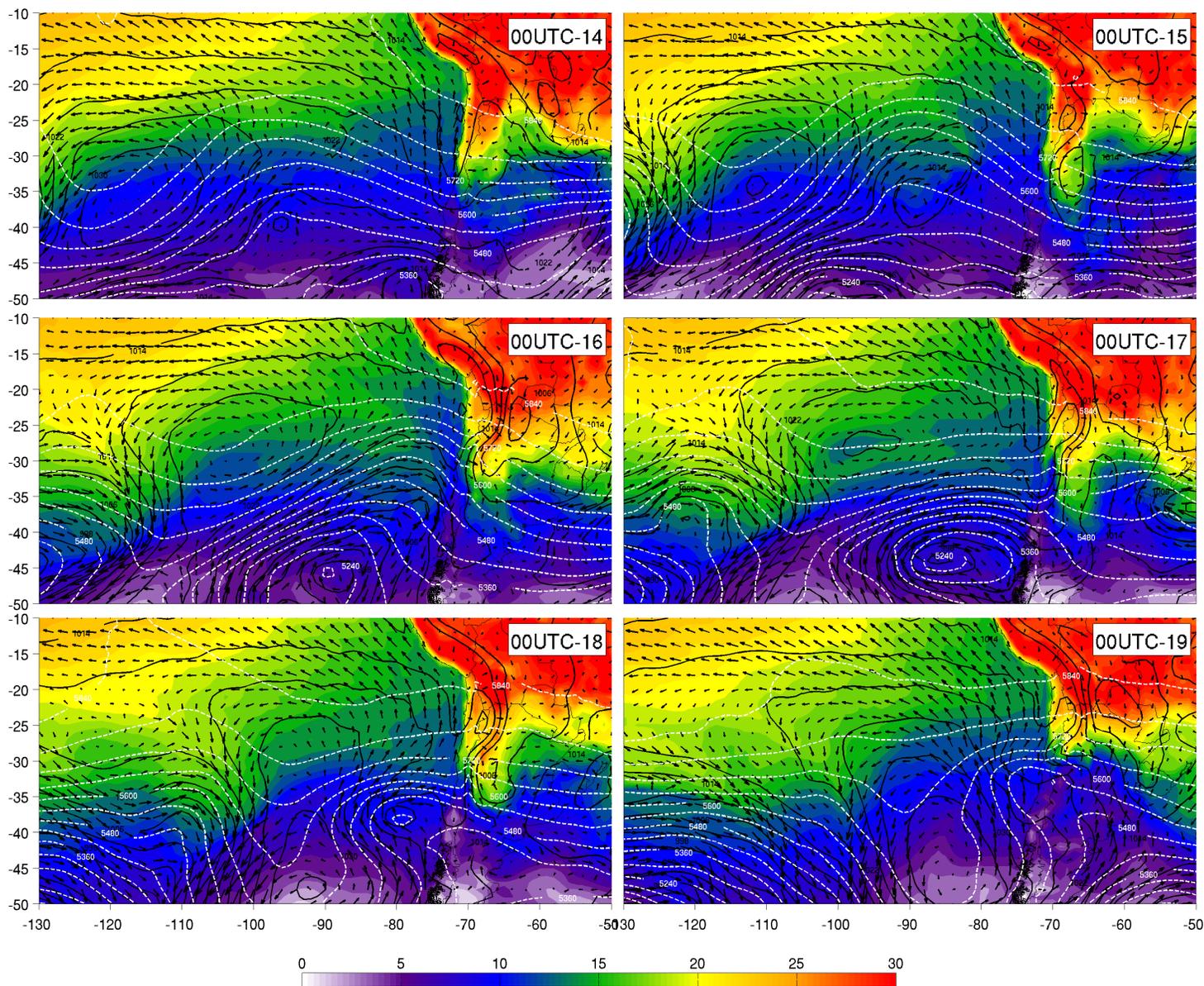


Figura 13: Mapas sinópticos generados a partir del análisis FNL. Presión a nivel del mar (líneas de contorno negra), Vientos en 1000hpa, altura geopotencial en 500 [hpa] (líneas de contorno segmentada blanca) y temperatura en superficie (sombreado entre 0 y 30°C).

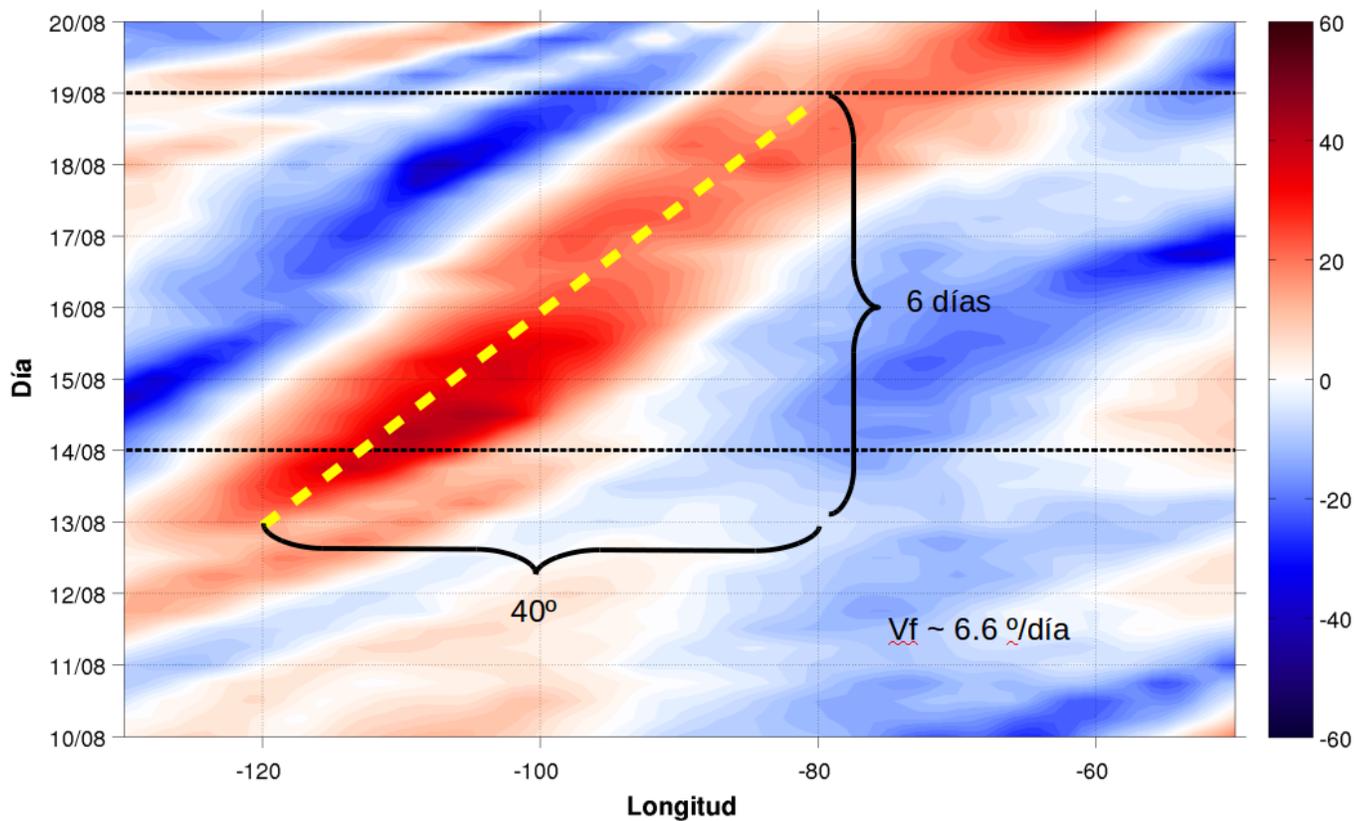


Figura 14: Sección longitud-tiempo del viento meridional(m/s) en 250[hpa] promediado entre 35S y 60S para el mes de agosto de 2011. La pendiente línea segmentada roja representa la velocidad de fase de la onda baroclinica en estudio ($6,6^\circ/\text{día}$)

4.1.2. Observaciones en superficie

De las estaciones pluviométricas pertenecientes a la DGA (figura 15) y la red MESO-NET en Nahuelbuta (figura 16), respecto a la precipitación acumulada del evento se puede decir lo siguiente: Entre el día 14 y 19 de agosto de 2011 hubo un máximo acumulado de 195 mm en la Región del Maule ($35,7^{\circ}S$) a 921 msnm en una zona pre-cordillerana de Los Andes. Al sur de Nahuelbuta, en el límite de la octava con la novena región, se observaron entre 20 y 30 mm. Más al norte, en Concepción y Chillán se observaron entre 30 y 40 mm. Los sectores con mayor precipitación fueron la Cordillera de Nahuelbuta alcanzando entre 70 y 90 mm y toda la zona precordillerana entre la novena y sexta región, con precipitaciones que van entre los 60 y 100 mm.

De las observaciones, se nota claramente el rol de la Cordillera de Nahuelbuta (cordillera de la costa) en la cantidad de precipitación acumulada, observándose precipitaciones 3 veces superiores a lo observado en lugares cercanos, como Arauco, Angol y Temuco. De igual forma, todas las estaciones en la zona pre-cordillerana muestran una mayor precipitación acumulada en comparación a las ubicadas en el valle central o costeras. Por otro lado, el máximo acumulado observado coincide con lo mostrado por *Barret et. al.* [2009], donde establece un máximo relativo de precipitación entre 35° y $36^{\circ}S$. Esta información servirá para validar el modelo WRF en cuanto a la cantidad de precipitación producida por el modelo.

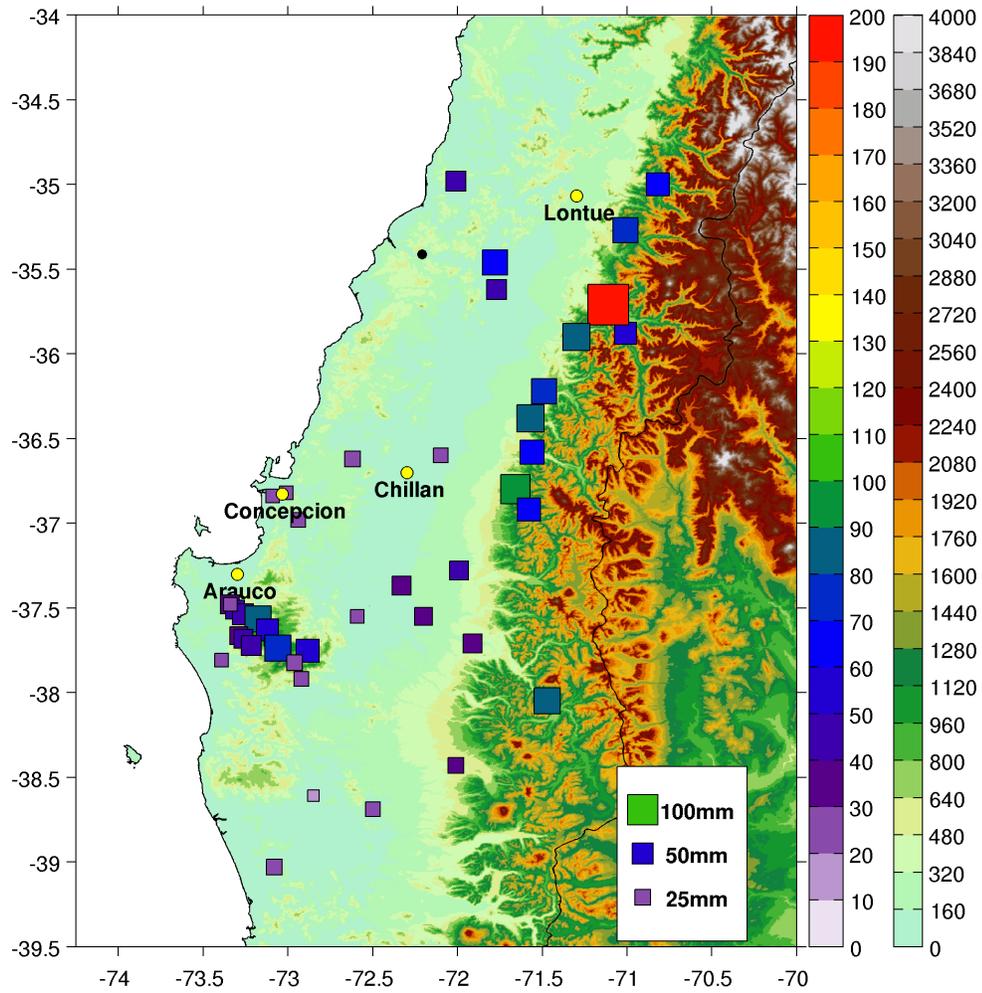


Figura 15: Precipitación acumulada observada entre el 14 de agosto a las 00HL y el 19 agosto a las 00HL. Se indican dos paletas de colores: una para precipitación en el rango 0-200 mm y otra para altura del terreno en el rango 0-4000m.

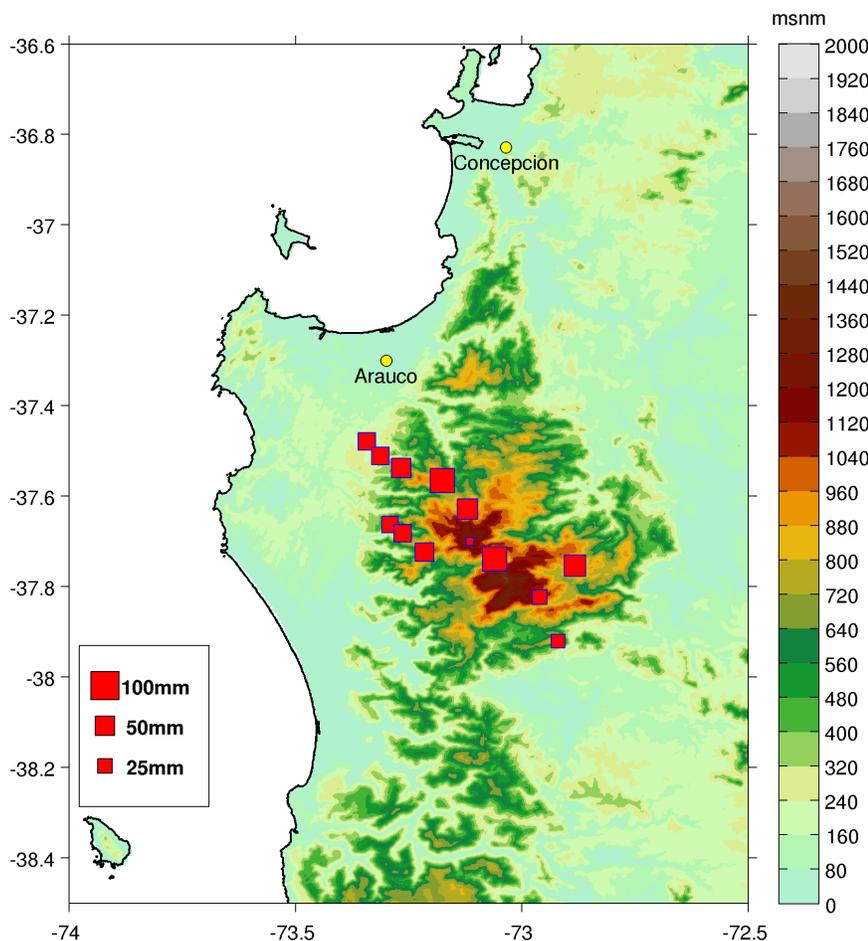


Figura 16: Precipitación acumulada para el evento en las estaciones de la cordillera de Nahuelbuta.

4.1.3. Observaciones en Altura

Durante el evento, en el contexto del proyecto AFEX, se realizó una campaña en terreno con el fin de realizar mediciones con radiosondas en la ciudad de Concepción (Udec) y Chillán. En general, los radiosondeos fueron ejecutados de manera coordinada entre ambos puntos de lanzamiento, a intervalos de 6 hrs. Las figuras 17 y 18 muestran las mediciones de viento (magnitud y dirección) y humedad relativa, en Concepción y Chillán respectivamente. De ambas estaciones se puede decir lo siguiente: En el sondeo de las 20HL del día 15 (línea roja), cuando las precipitaciones recién habían comenzado en Nahuelbuta y Chillán, el flujo se caracterizó por ser

del oeste-suroeste en Concepción y Chillán, con una magnitud que va entre 5 m/s cerca de la superficie y 15-18 m/s en altura (1000-2000m). La humedad en ambos puntos es relativamente baja cerca de la superficie, alcanzando un máximo cercano a la saturación en 1500m de altura. El sondeo posterior, realizado 12 horas después (08HL del día 16), el viento tiende ser del oeste en superficie y más intenso en altura desde el noroeste. Pasado el medio día, a las 14HL, el viento es del noroeste en concepción (no hay sondeo a esa hora en Chillán), con intensidades que van desde los 5 m/s en superficie y de 33 m/s (118 km/h) a 3500m. El día 17 se observan características similares a las del día 16, mientras que que durante el día 18 las condiciones son distintas, con una disminución en la humedad relativa y cambio de dirección en el flujo de los vientos, con la componente este presente. Estas mediciones verifican que la precipitación ocurre principalmente cuando el flujo es del noreste, tal como es descrito por *Garreaud [2009]*.

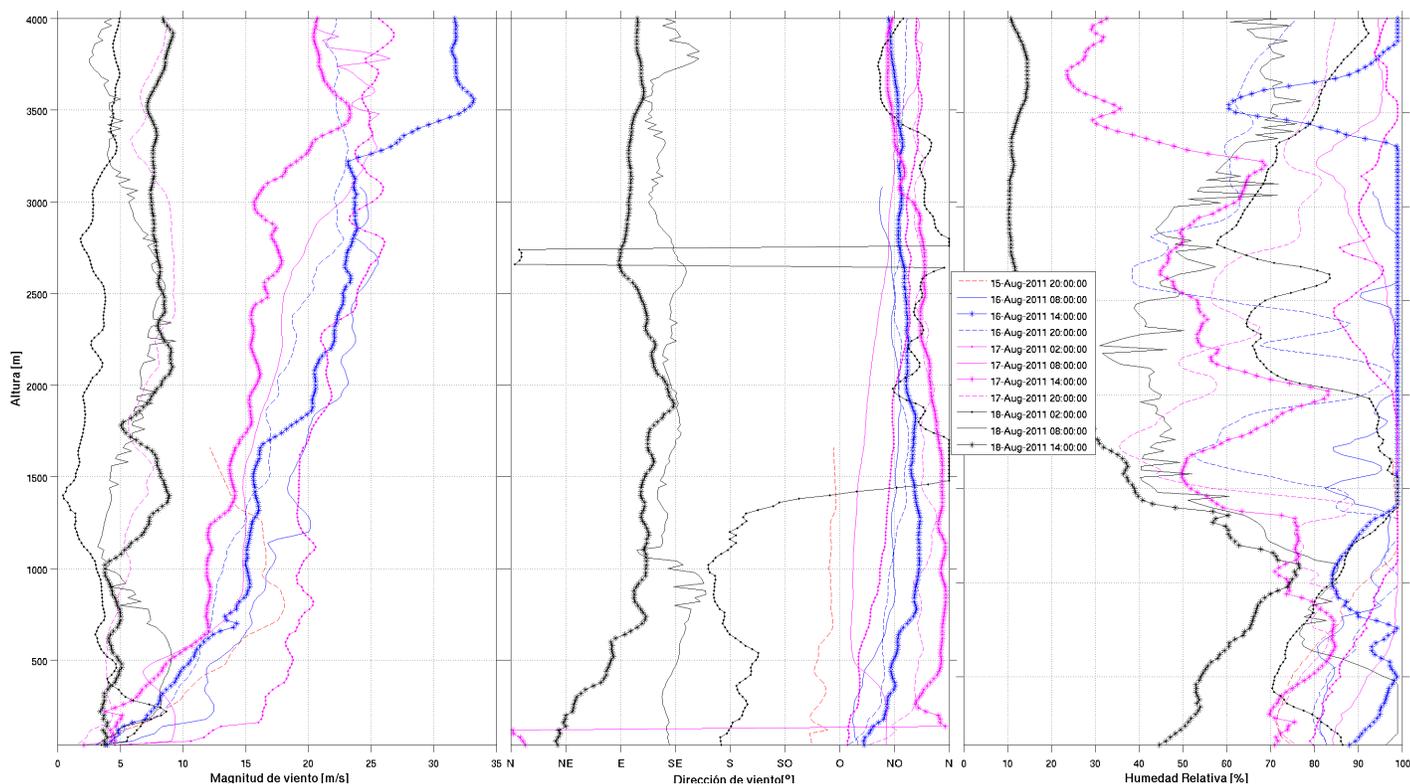


Figura 17: Radiosondeo estación Concepción. Se muestran ambas componentes de viento y Humedad Relativa. El estilo de la línea representa el día y hora del sondeo según la leyenda.

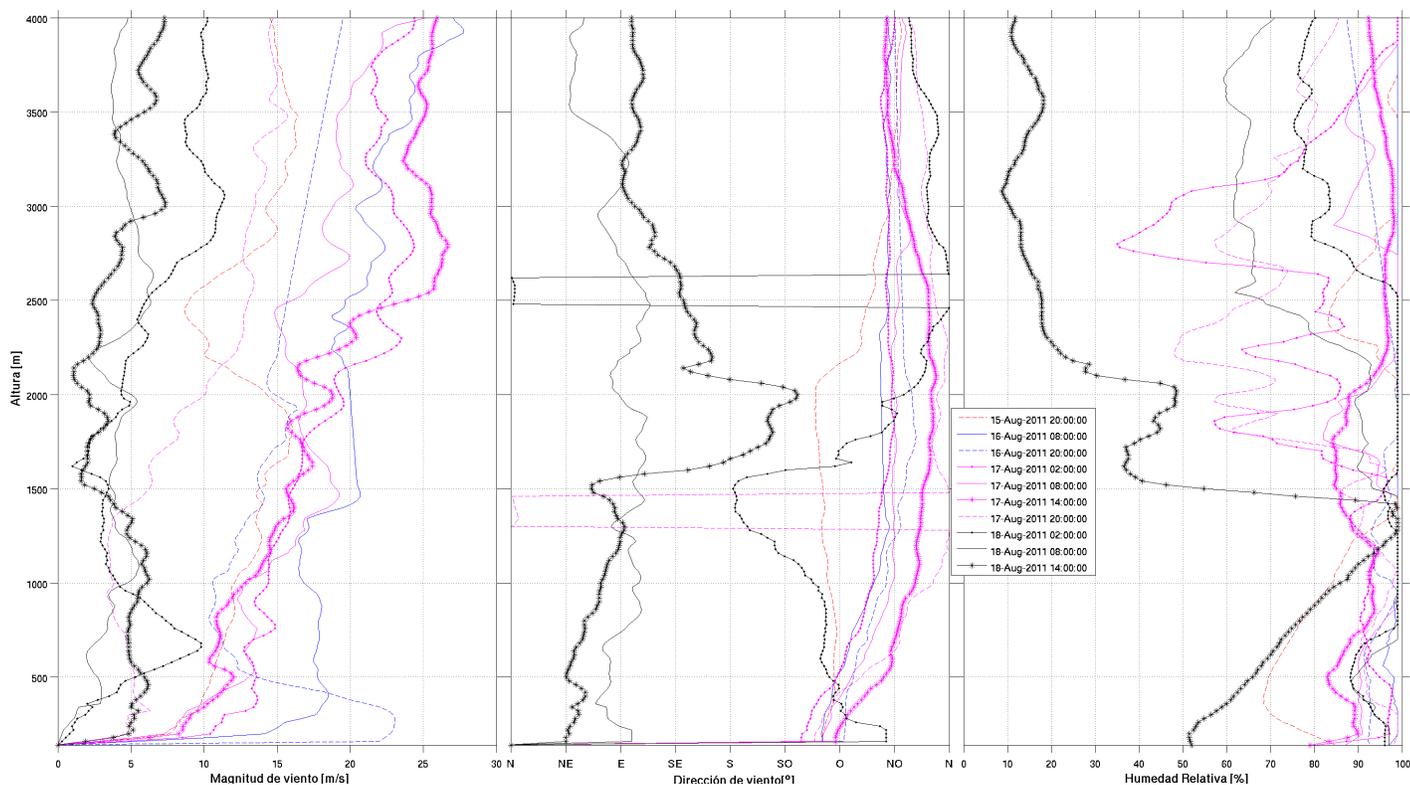


Figura 18: Radiosondeo estación Chillán. Se muestran ambas componentes de viento y Humedad Relativa. El estilo de la línea representa el día y hora del sondeo según la leyenda.

4.2. Verificación de la simulación

4.2.1. Precipitación

Como una evaluación del desempeño del modelo WRF, se compara la precipitación total acumulada en cada estación donde existen observaciones. En la figura 19 se muestra el diagrama de dispersión para la red DGA y MESONET comparado con lo simulado por el modelo WRF. Se aprecia una evidente sobre-estimación del modelo en los montos acumulados para el episodio. Esto es más evidente en las estaciones que se encuentran a mayor altura, superando incluso el doble de lo observado, a excepción de la estación con el máximo acumulado la Región del Maule, donde se observaron 195 mm y el modelo reprodujo 180 mm.

Estadísticamente, estimando el promedio de la diferencia entre lo simulado y observado, se obtiene un error relativo promedio del 105 %, es decir, para este caso de estudio,

el modelo WRF sobrestima los montos acumulados el doble de lo observado.

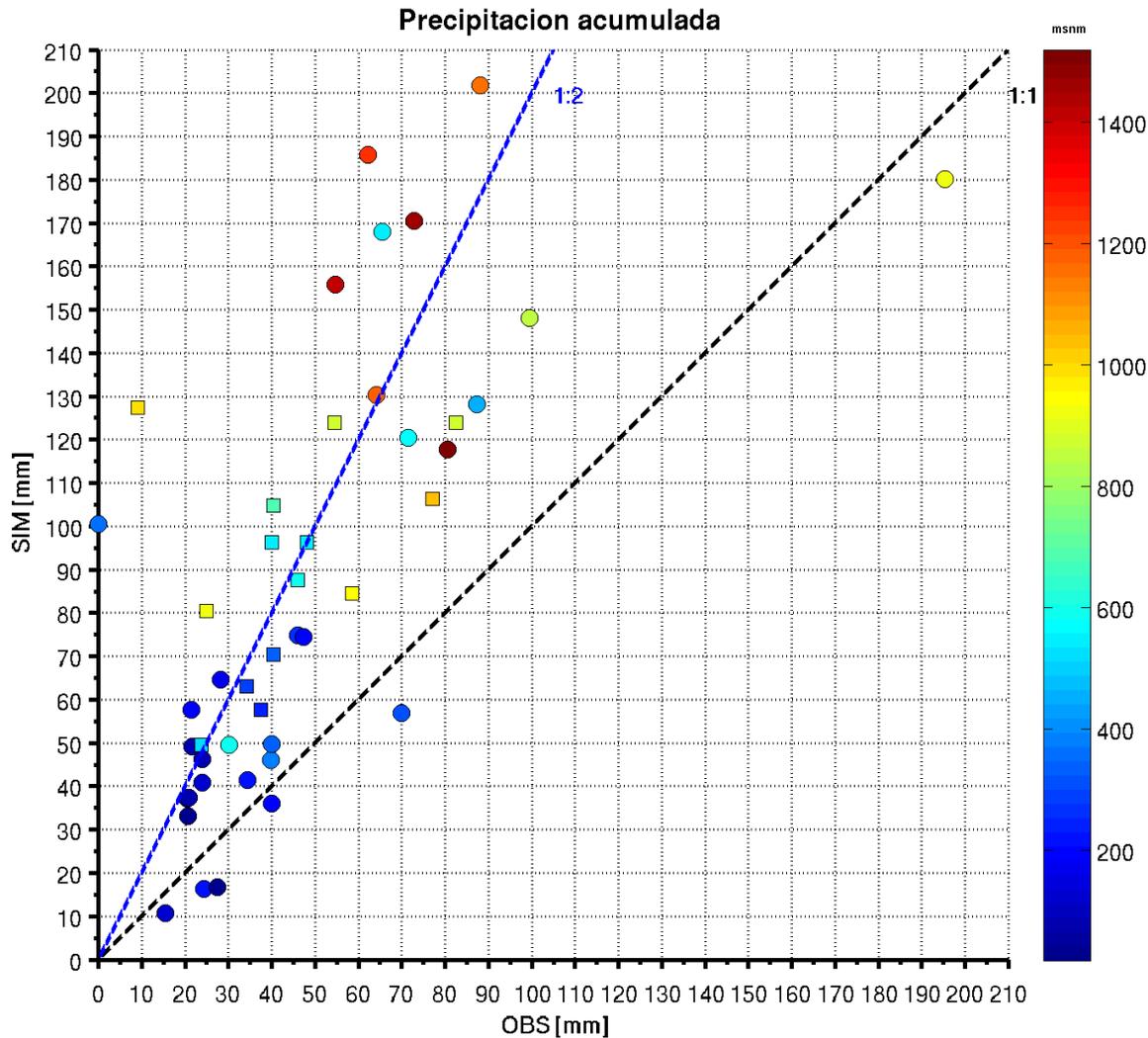


Figura 19: Precipitación acumulada observada v/s precipitación acumulada simulada con el modelo WRF. En círculos se indican las estaciones DGA y en cuadros las estaciones de la red MESONET. En total se consideran 44 estaciones. La línea segmentada negra representa la relación 1:1 entre los observado/simulado y la línea segmentada azul representa la relación 1:2, es decir, una sobre estimación del modelo por un factor 2. La paleta de colors indica la altura de la estación sobre el nivel del mar.

4.2.2. Temperatura

Las figuras 20 y 21 muestran la evolución temporal de la temperatura a 2m en estación TIGO (Udec) y Torre de bomberos en Nahuelbuta, respectivamente. Los círculos grises representan lo observado en la estación y la línea continua negra el resultado del modelo WRF. El modelo reproduce de buena forma el ciclo diurno de la temperatura superficial, mostrando el aumento de la varianza de la temperatura antes y al final del paso del sistema frontal, y la disminución de la varianza durante los días con precipitación (16 y 17 de agosto). Sin embargo, el modelo tiende a sobrestimar las mínimas temperaturas durante la madrugada y subestima las máximas temperaturas durante la tarde.

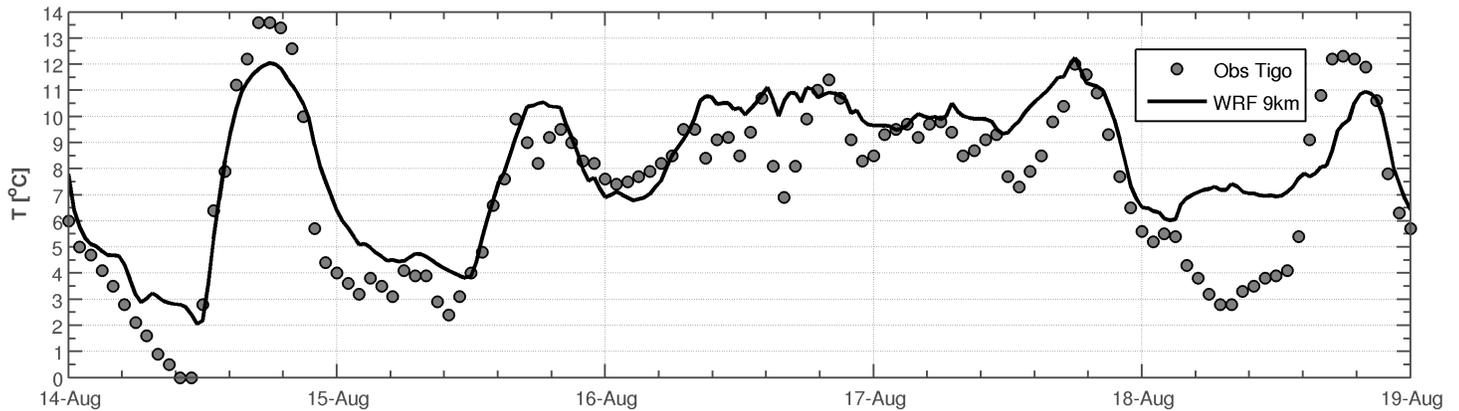


Figura 20: Temperatura a 2m observada (círculos grises) y simulada (línea negra) en estación TIGO.

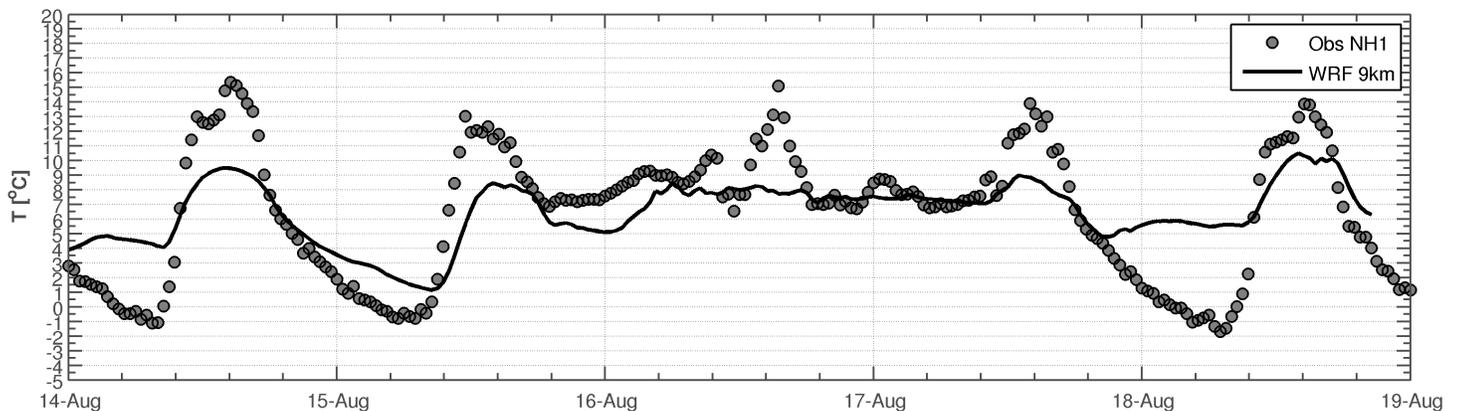


Figura 21: Temperatura a 2m observada (círculos grises) y simulada (línea negra) en estación Torre de Bomberos en Nahuelbuta.

4.2.3. Estructura Vertical

En las figuras 22 a 30 se muestra la comparación entre lo simulado por el modelo WRF y lo observado por medio de radiosondeos en Concepción, Chillán y Santiago. Las variables que se comparan son temperatura, humedad relativa y magnitud del viento. Por simplicidad en la visualización de los datos, se muestran las comparaciones a una altura que va entre la superficie y 4000m.

A continuación, se describe el desempeño del modelo por variable:

- **Temperatura:** En general, la estructura vertical de la temperatura es representada de buena forma por el modelo. Las mayores discrepancias se aprecian durante la tarde del día 15 de agosto en Concepción (figura 22) y Chillán (figura 25) en los niveles cercanos a la superficie (bajo los 1000m), donde el modelo tiende a subestimar la temperatura. En todas las estaciones se destaca la buena evolución temporal de la temperatura a diferentes alturas. Ver figuras 22, 25 y 28.
- **Magnitud del viento:** Es bien representada por el modelo en Concepción y Chillán, a excepción de la madrugada del 17 en ambas estaciones, cuando el modelo subestima considerablemente la magnitud del viento. En Santiago el modelo no muestra un buen desempeño, en particular durante el día 16 bajos los 2000m. Sin embargo, en altura el modelo reproduce de buena manera los periodos de viento intenso y relativamente débil, como el cambio que ocurre entre el día 17 y 18 de agosto. Ver figuras 23, 26 y 29.
- **Humedad Relativa:** El modelo representa bien la humedad relativa en Concepción y Chillán bajo los 3000m. Por sobre los 3000m el modelo tiende a subestimar la humedad. En Santiago se aprecia que el modelo en general subestima la humedad cerca de la superficie hasta los 1000m, sin embargo, es capaz de reproducir de buena manera el secamiento que ocurre en altura durante el día 17 de agosto. Ver figuras 24, 27 y 30.

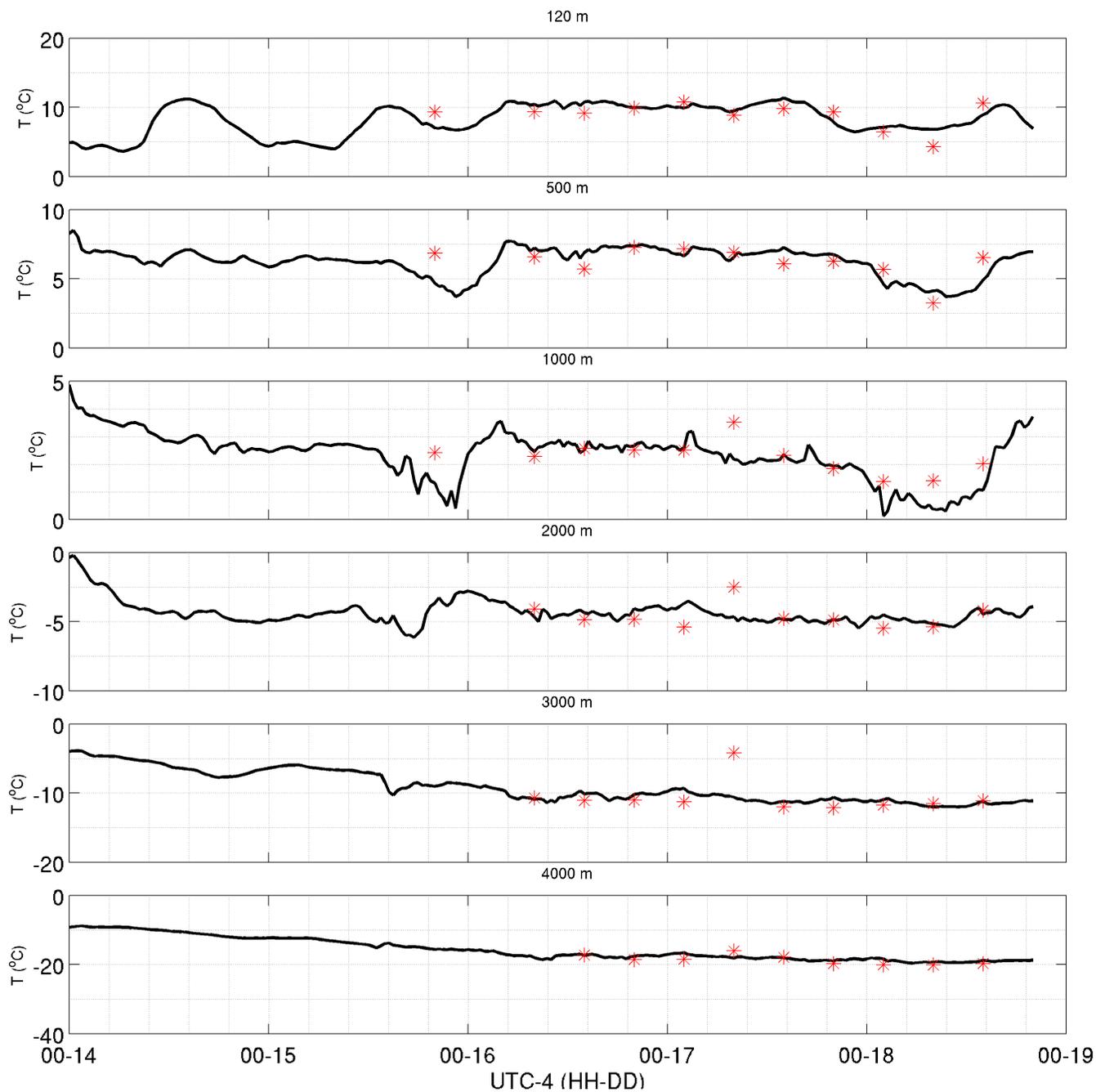


Figura 22: Comparación WRF - Radiosondas: Temperatura, estación Concepción. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 120m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

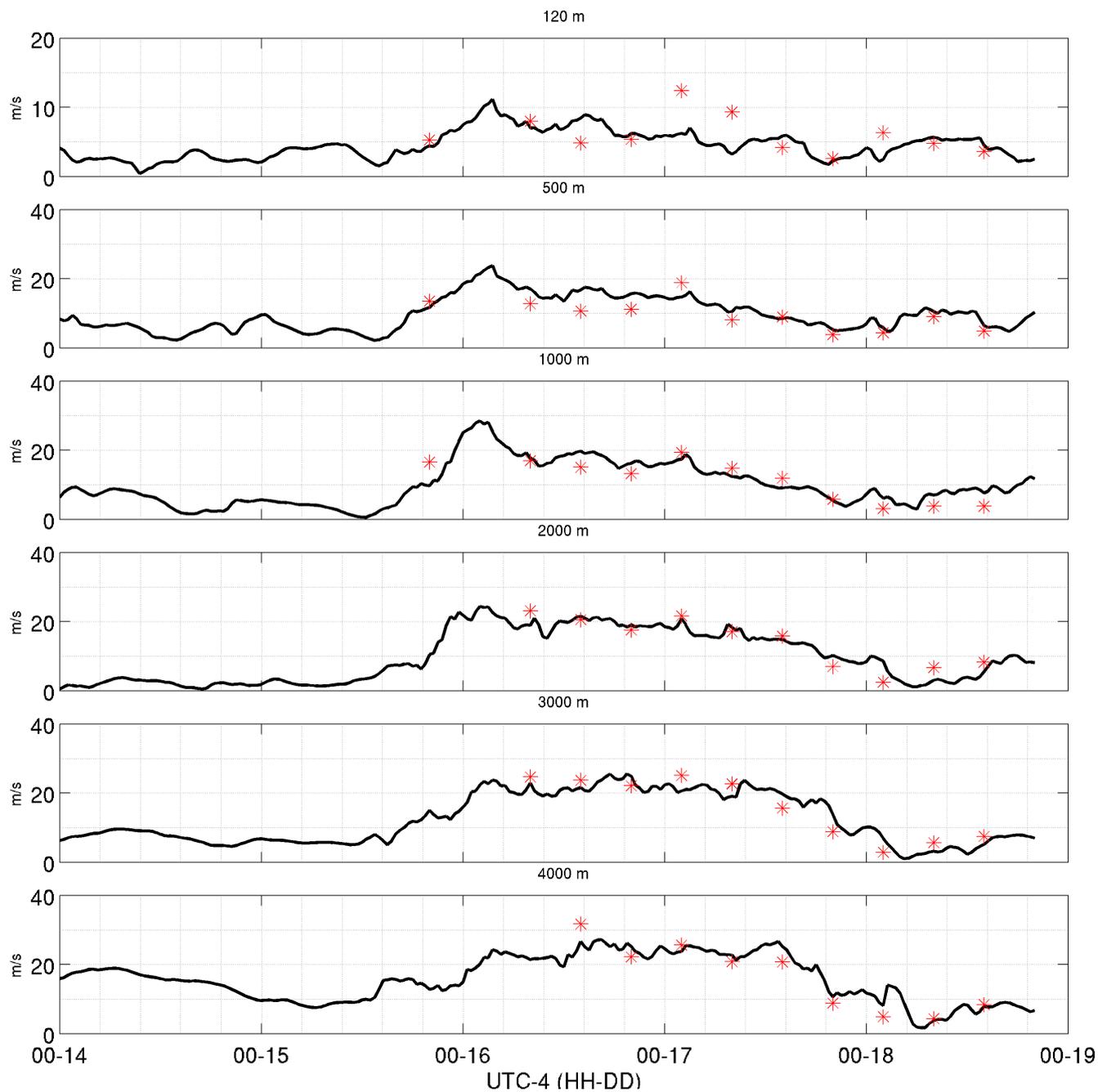


Figura 23: Comparación WRF - Radiosondas: Magnitud del viento, estación Concepción. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 120m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

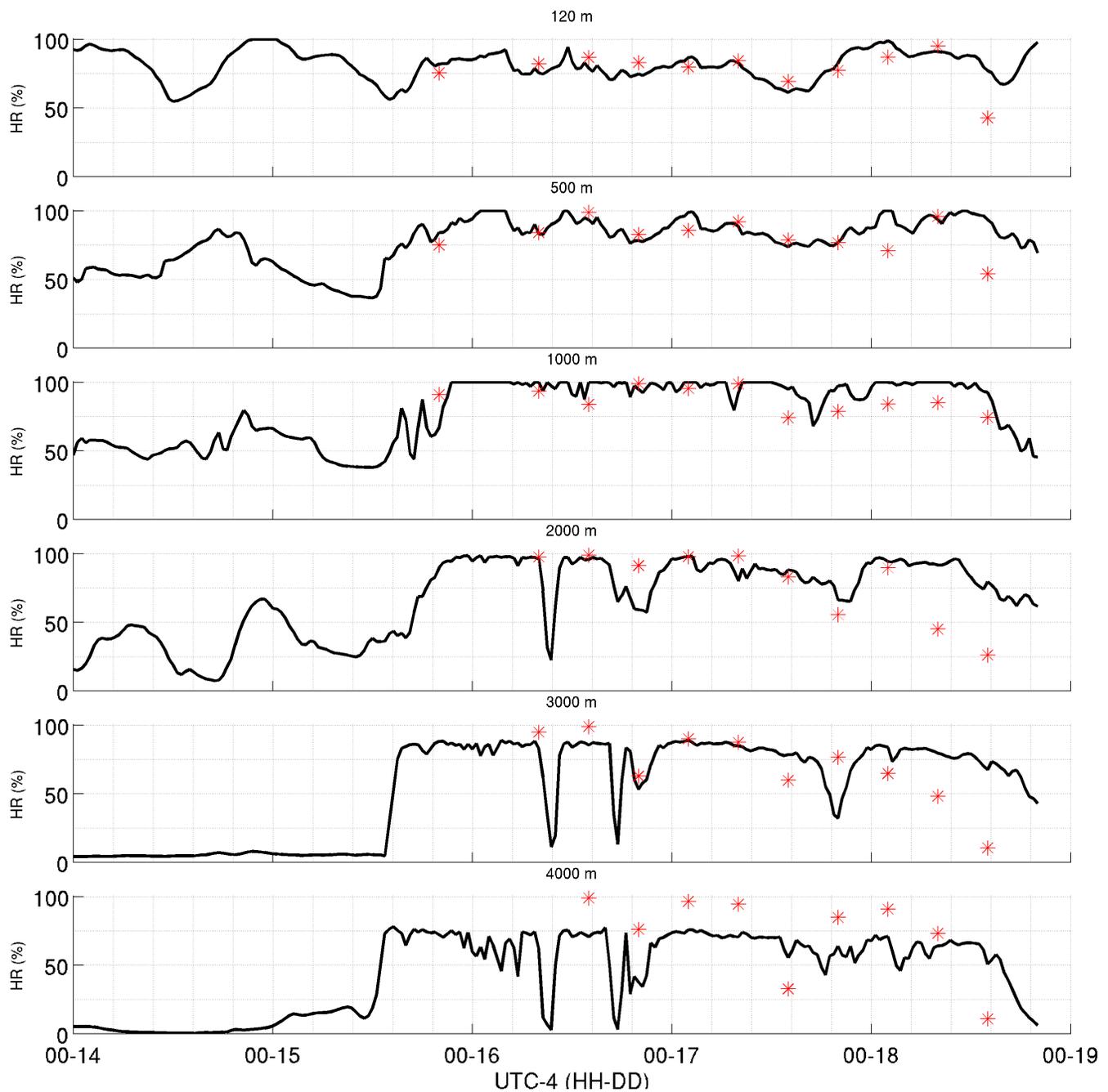


Figura 24: Comparación WRF - Radiosondas: Humedad Relativa, estación Concepción. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 120m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

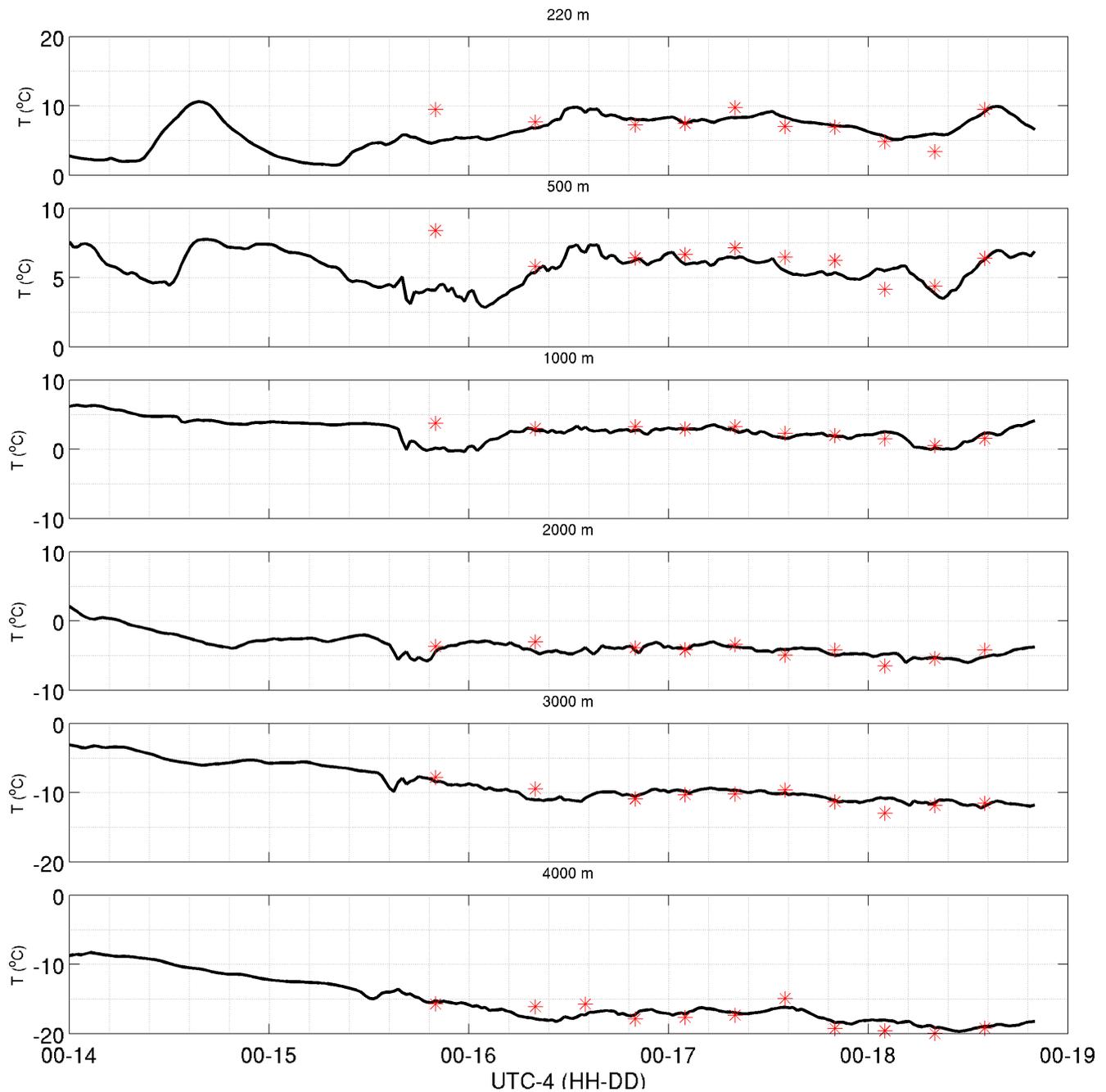


Figura 25: Comparación WRF - Radiosondas: Temperatura, estación Chillán. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 220m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

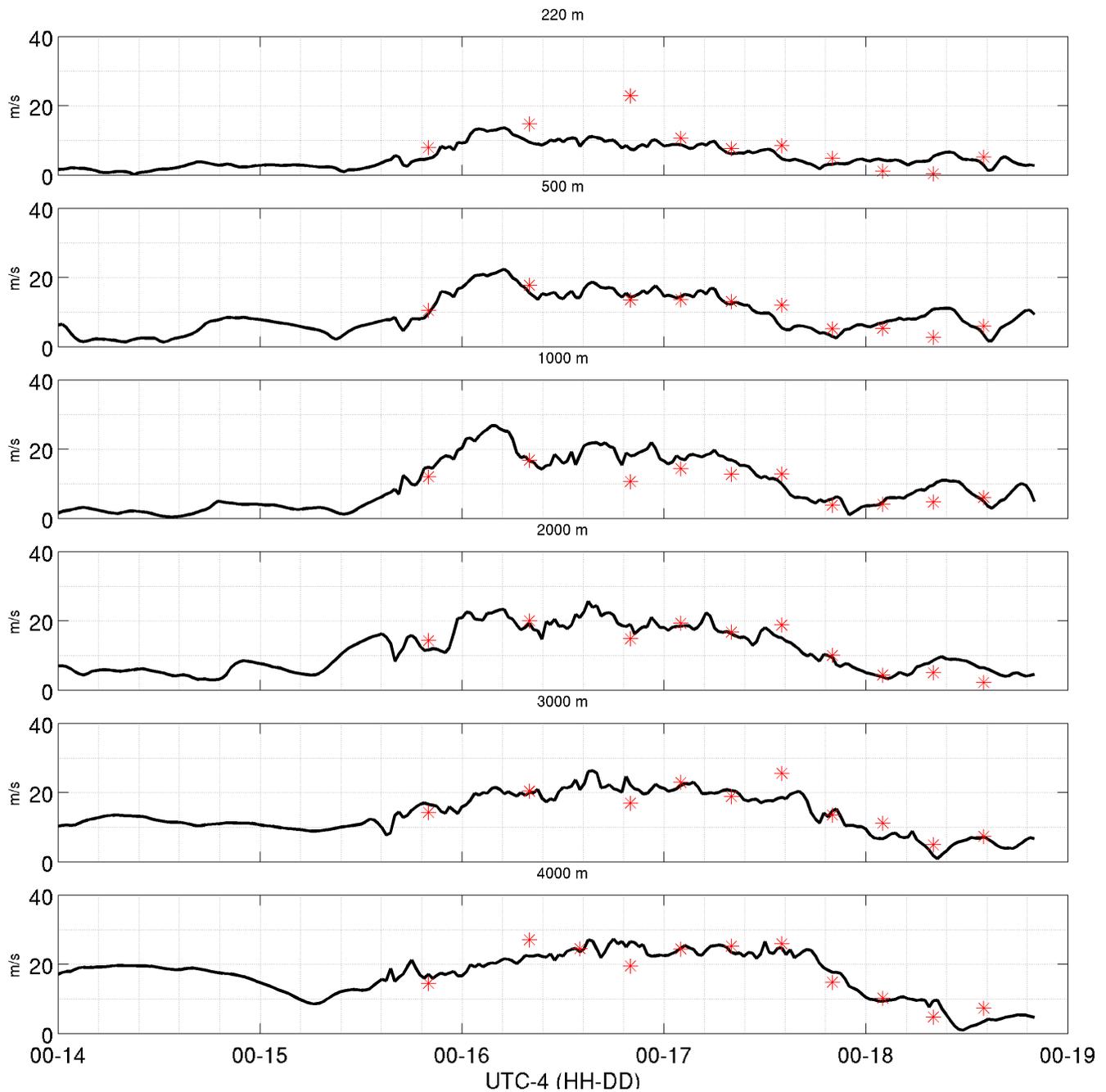


Figura 26: Comparación WRF - Radiosondas: Magnitud del viento, estación Chillán. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 220m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

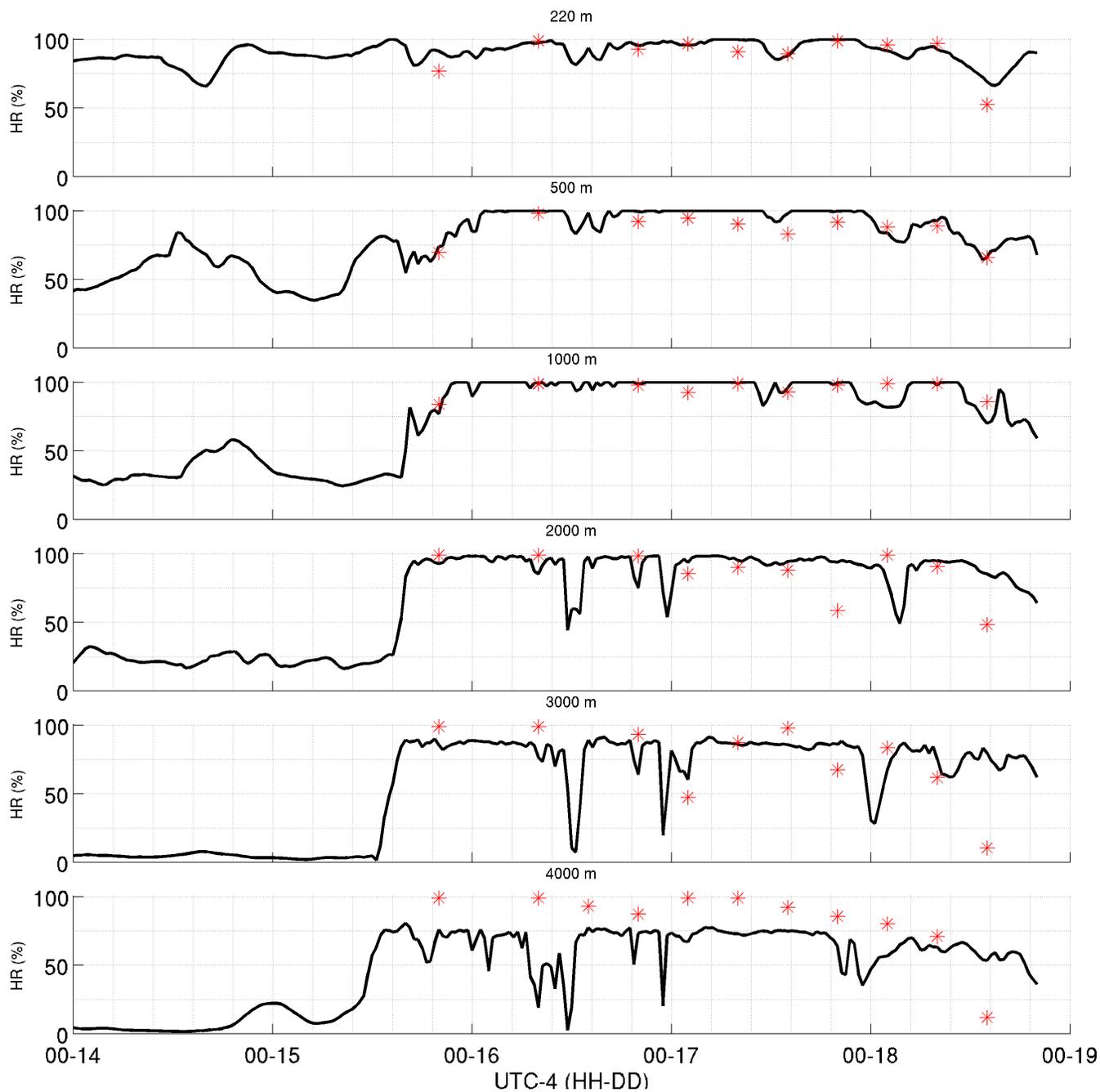


Figura 27: Comparación WRF - Radiosondas: Humedad Relativa, estación Chillán. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 220m, 500m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

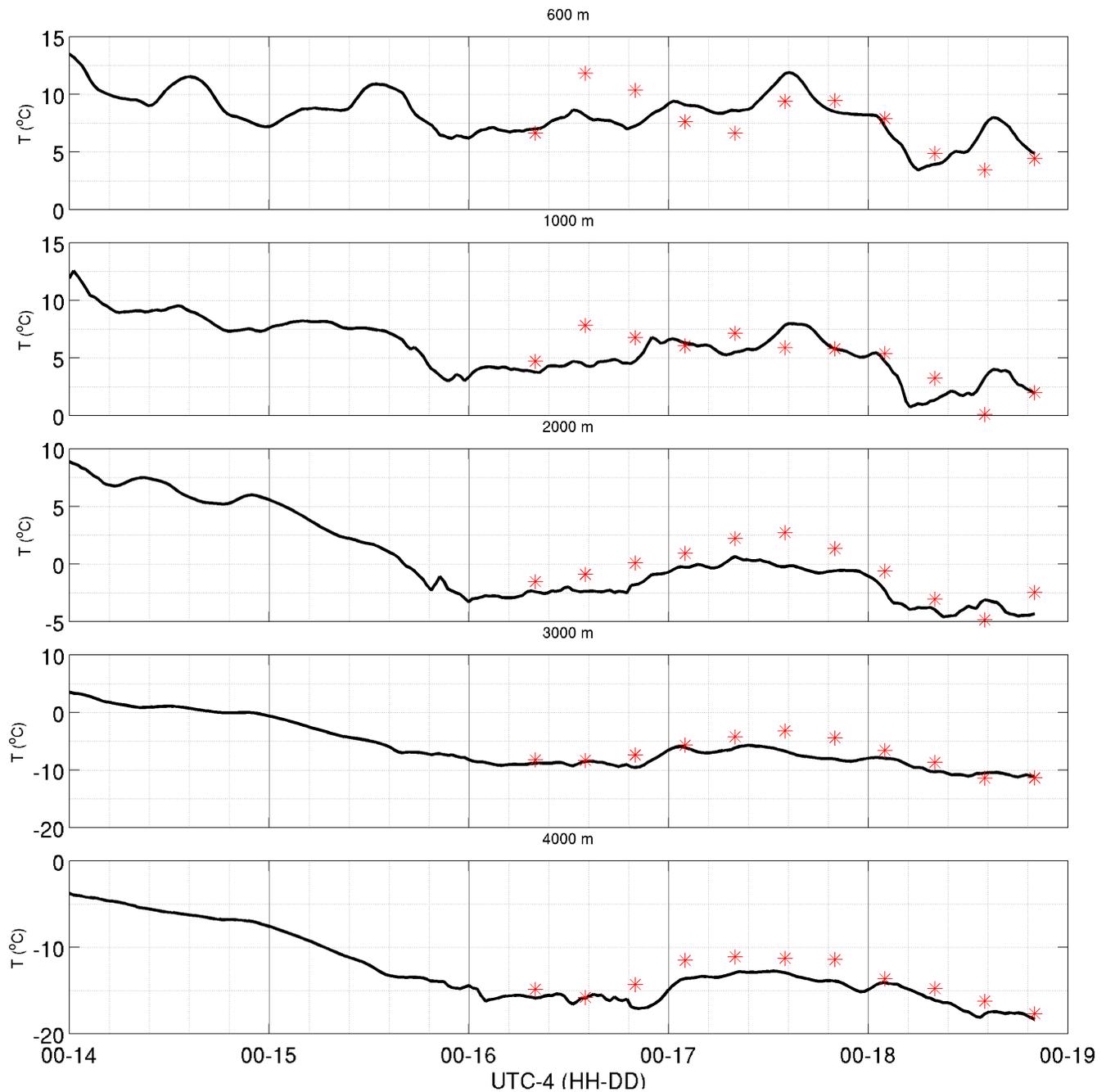


Figura 28: Comparación WRF - Radiosondas: Temperatura, estación Santiago. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 600m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

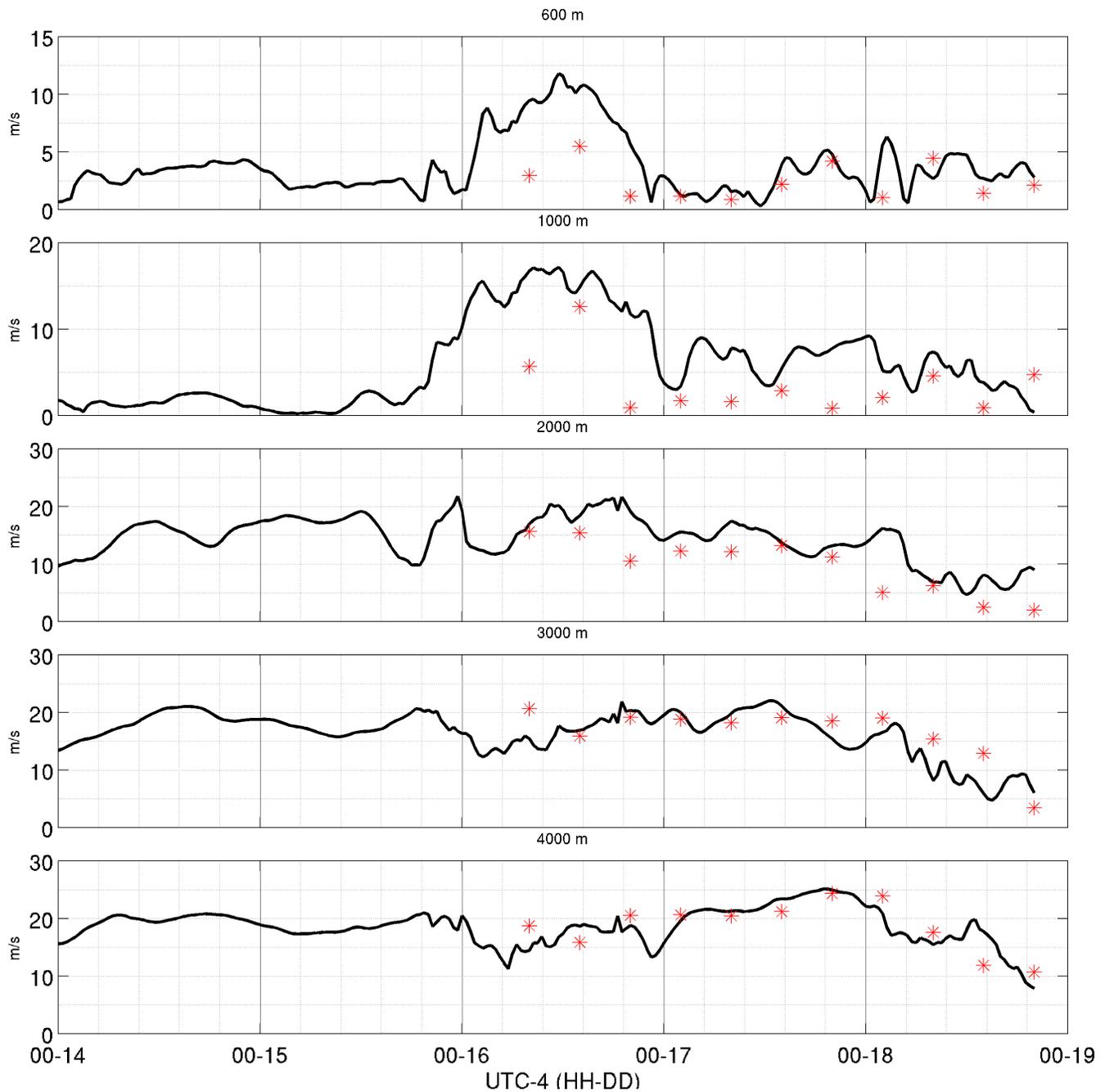


Figura 29: Comparación WRF - Radiosondas: Magnitud del viento, estación Santiago. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 600m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

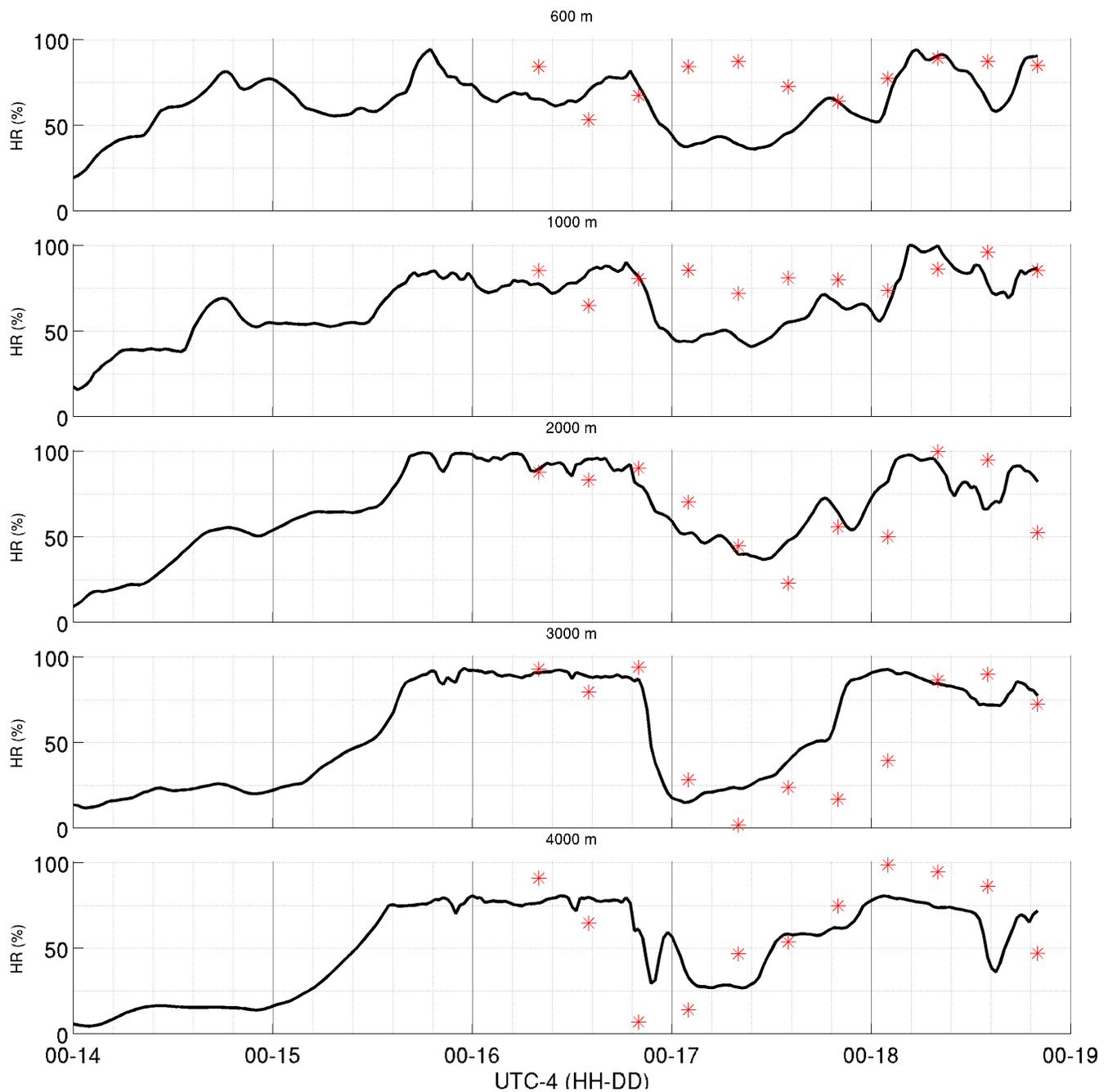


Figura 30: Comparación WRF - Radiosondas: Humedad Relativa, estación Santiago. En negro se muestra la serie horaria del modelo WRF y en rojo las observaciones derivadas de los radiosondeos. Se muestra la comparación a 600m, 1000m, 2000m, 3000m y 4000m.

4.3. Simulación de Control (CTRL)

4.3.1. Precipitación

Considerando el hecho de que el modelo WRF generalmente sobrestima el doble la cantidad de precipitación acumulada durante evento, de la simulación tenemos que claramente la mayor parte de la precipitación se da sobre el lado oeste de la Cordillera de Los Andes, llegando a un máximo de 340 mm entre 35 y 36°S sobre los 1500 msnm, no obstante existen máximos relativos en otras zonas (ver figura 31). Se nota claramente el máximo relativo sobre la Cordillera de Nahuelbuta, rasgo que también se ve en las observaciones. Otra zona de máxima precipitación relativa es sobre la Cordillera de la Costa, desde Nuehuelbuta hacia el norte, donde se nota la precipitación asociada a la presencia de la cordillera de la costa. También se nota la sombra orográfica en el valle de Chile central.

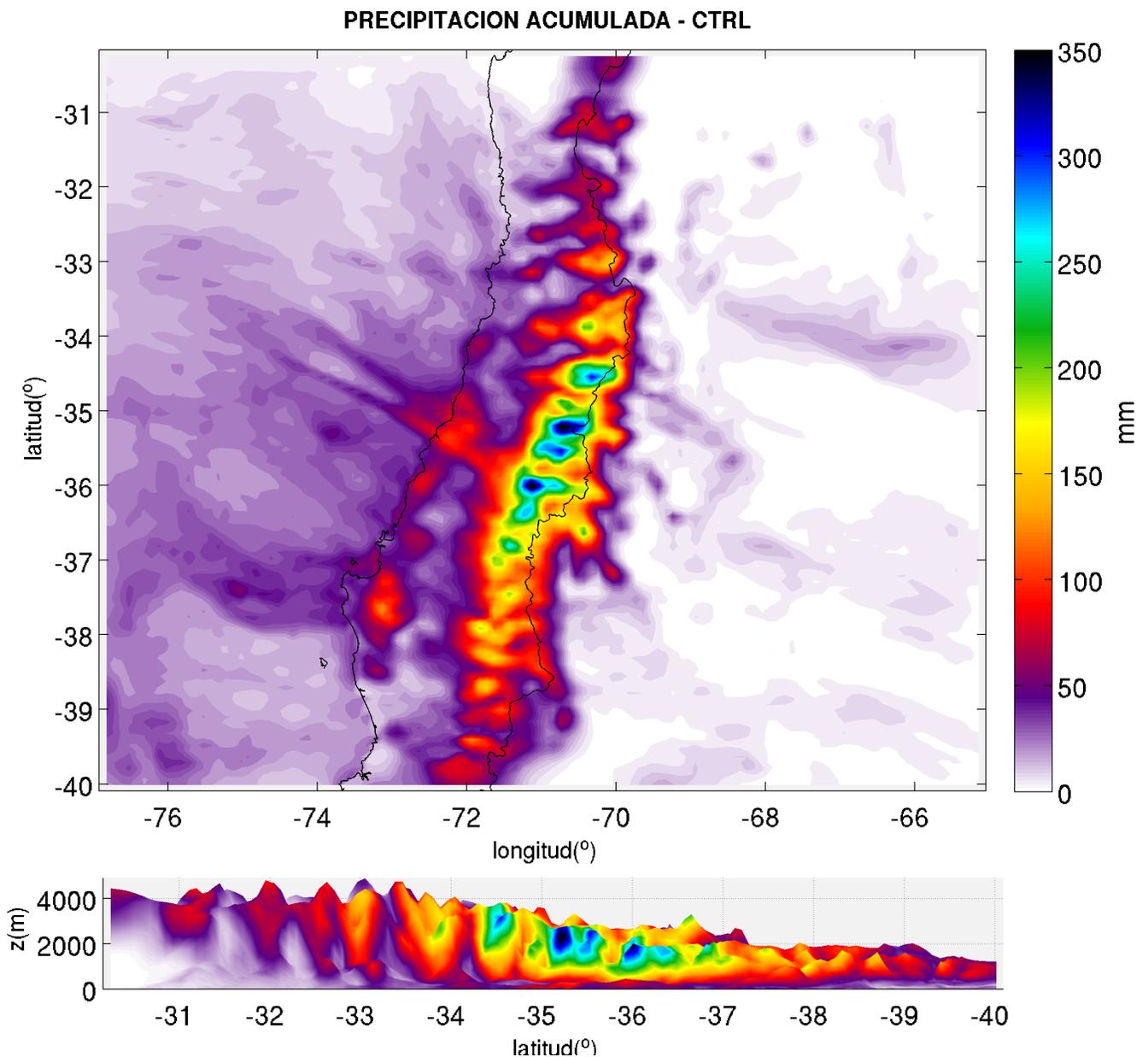


Figura 31: Precipitación acumulada simulación de control. En el panel superior se muestra el dominio 3. El panel inferior representa una vista desde oeste del campo de precipitación acumulado.

Relación Viento - Precipitación

Se estima el grado de asociación lineal entre la intensidad del viento en superficie y la precipitación. El análisis se divide en la componente zonal (figura 32) y meridional (figura 33) del viento. Del modelo se puede deducir que la precipitación está fuertemente

relaciona con vientos del oeste y norte. Los vientos del oeste tienen una correlación positiva en gran parte de lado oeste de Los Andes, incluyendo la mayor parte del Océano Pacífico, a excepción de algunas zonas del valle central, donde la correlación entre el viento zonal y precipitación es negativa debido a la sombra orográfica producida por la Cordillera de Nahuelbuta y la Cordillera de la Costa entre 32 y 35°S. Las mayores correlaciones positivas de viento zonal se observan en la ladera oeste de Los Andes sobre los 500m, con valores que van de 0.5 a 0.9. También se destaca la correlación positiva que existe fuera de la costa a la altura de Isla Mocha. La relación entre la componente meridional del viento y la precipitación es mayormente negativa, es decir, el viento predominante cuando hay precipitación, tiene componente norte. Esta característica se notoria en gran parte de Chile central, en particular en la ladera norte de la Cordillera de Nahuelbuta. En particular para la región del gradiente topográfico inverso, la precipitación se relaciona tanto con viento de componente norte como oeste, indicando claramente que sobre esta zona la precipitación se registra en condiciones de viento noroeste en la zona prefrontal.

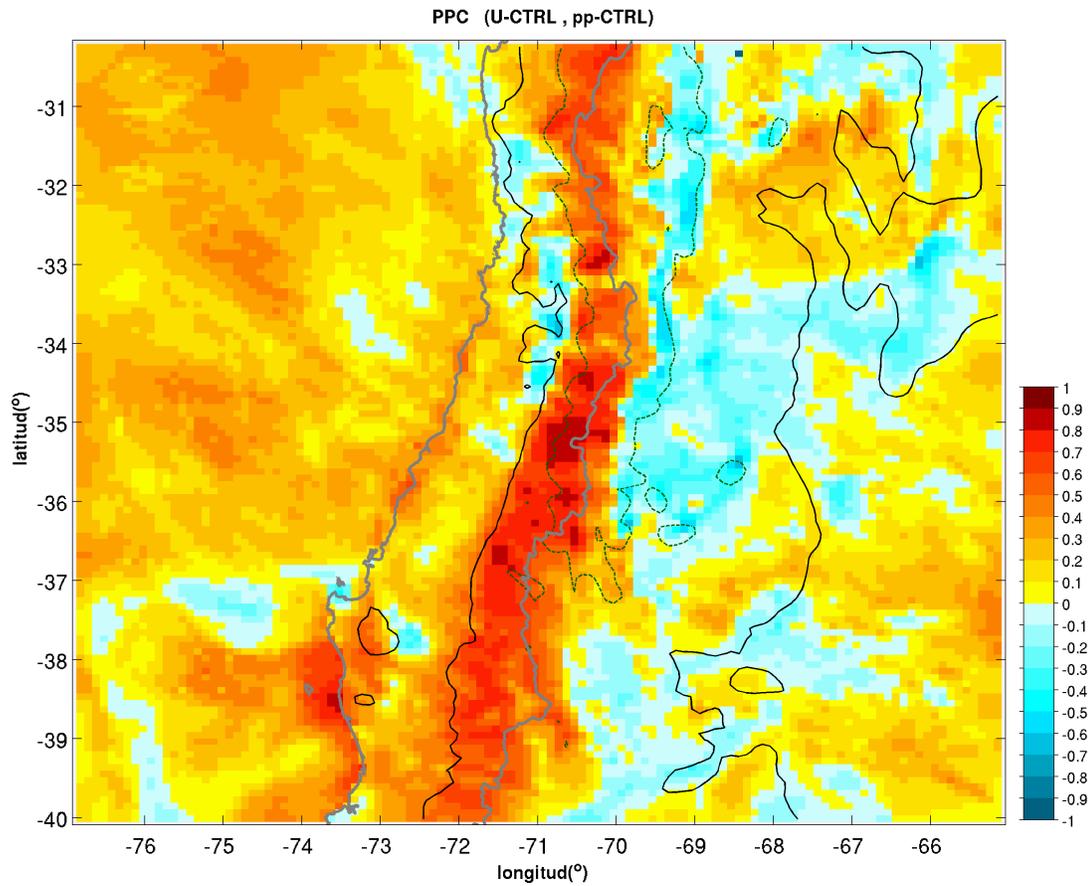


Figura 32: Correlación punto a punto entre el viento zonal en 10m y la precipitación. Como referencia de la topografía, se muestra la curva de nivel de 500 y 2000 m, en negro y verde respectivamente

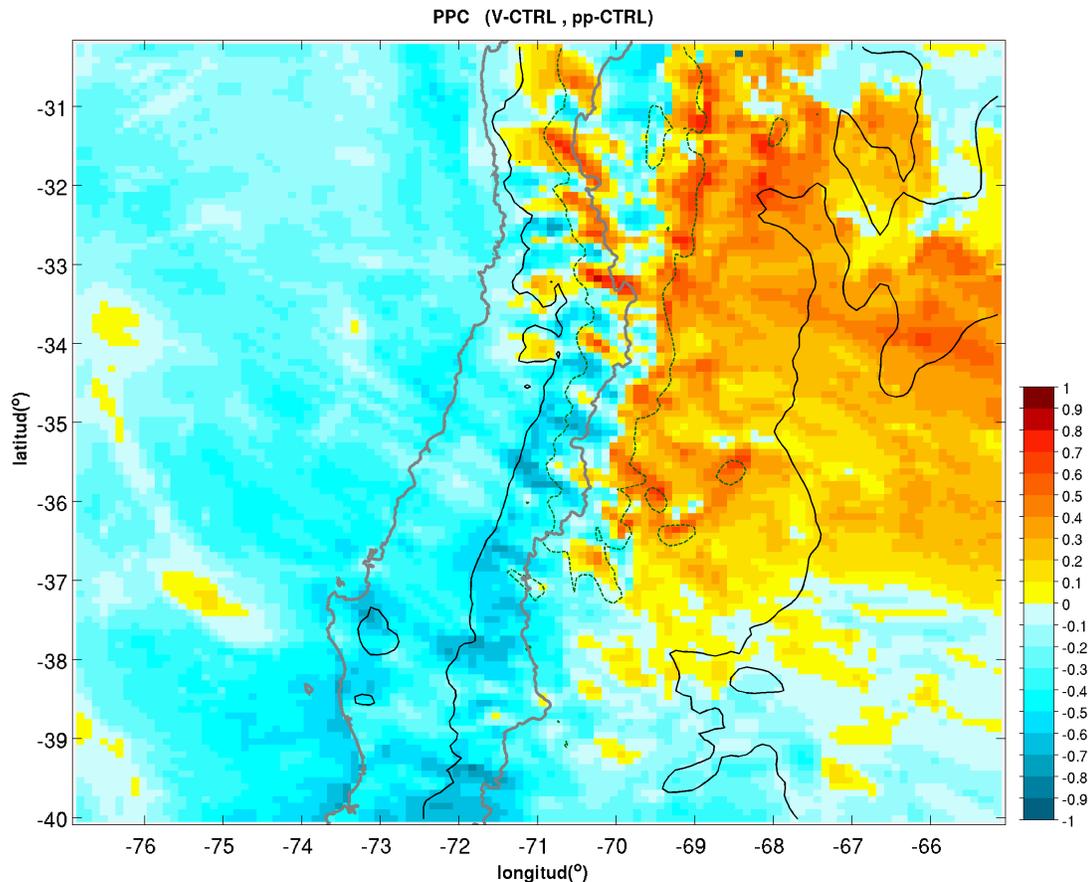


Figura 33: Lo mismo que la figura anterior, pero para la componente meridional del viento.

Persistencia

En la figura 34 se muestra el mapa de persistencia de precipitación derivada del modelo WRF. El círculo negro corresponde a la grilla 35,92°S 71,53°W, utilizado en el análisis de la figura 35. Del mapa se aprecia una evidente persistencia en la precipitación (o duración) entre 34° y 37°S, alcanzando un máximo de 80% (de datos de precipitación cada 30 minutos, durante 120 hrs) de persistencia en lugares altos de la Cordillera de Los Andes. También se aprecia una persistencia entre la costa y la cordillera de la séptima región, con un 65%, entre 33° y 37°S. Al comparar el mapa de persistencia con el total de precipitación acumulada del evento (figura 31) se observa que una mayor persistencia no implica más precipitación acumulada, sino que va a

depender de la intensidad de la precipitación.

Desde otra perspectiva, en la figura 35 se muestra un diagrama latitud-tiempo y longitud-tiempo en torno a $35,92^{\circ}\text{S}$ y $71,53^{\circ}\text{W}$. Tanto en el diagrama latitudinal como longitudinal se observan los dos pulsos intensos de precipitación. En el diagrama longitud-tiempo se aprecia una persistencia en la banda 72°W - $70,5^{\circ}\text{W}$ durante el día 16,17 y 18 de agosto. Esta zona es mayormente alta cordillera y pre-cordillera. También se observan varios pulsos de precipitación que se propagan en dirección oeste-este con origen sobre el océano y que se intensifican al ingresar al continente y posterior interacción con la cordillera. En la precipitación acumulada para todo el periodo en función de la longitud (línea roja, panel inferior derecho), se aprecia que las mayores precipitaciones ocurren en la ladera oeste de Los Andes y sobre la cordillera de la costa. En el diagrama latitud-tiempo se observa que las mayores precipitaciones se dan en la región con mayor topografía, con un aumento de norte a sur justo antes del comienzo del gradiente topográfico inverso. Hacia el sur, la precipitación disminuye, aunque la topografía sigue siendo relativamente alta.

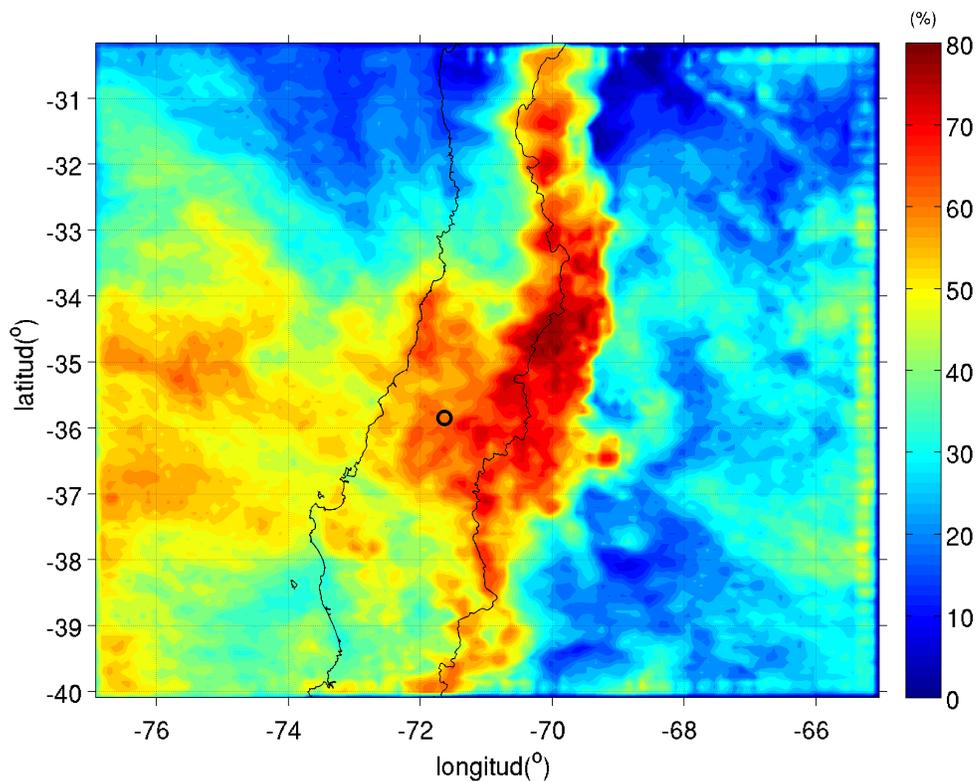


Figura 34: Persistencia de la precipitación en unidades de porcentaje, estimada a partir del número de horas con precipitación mayor a 0 [mm] del total de horas simuladas.

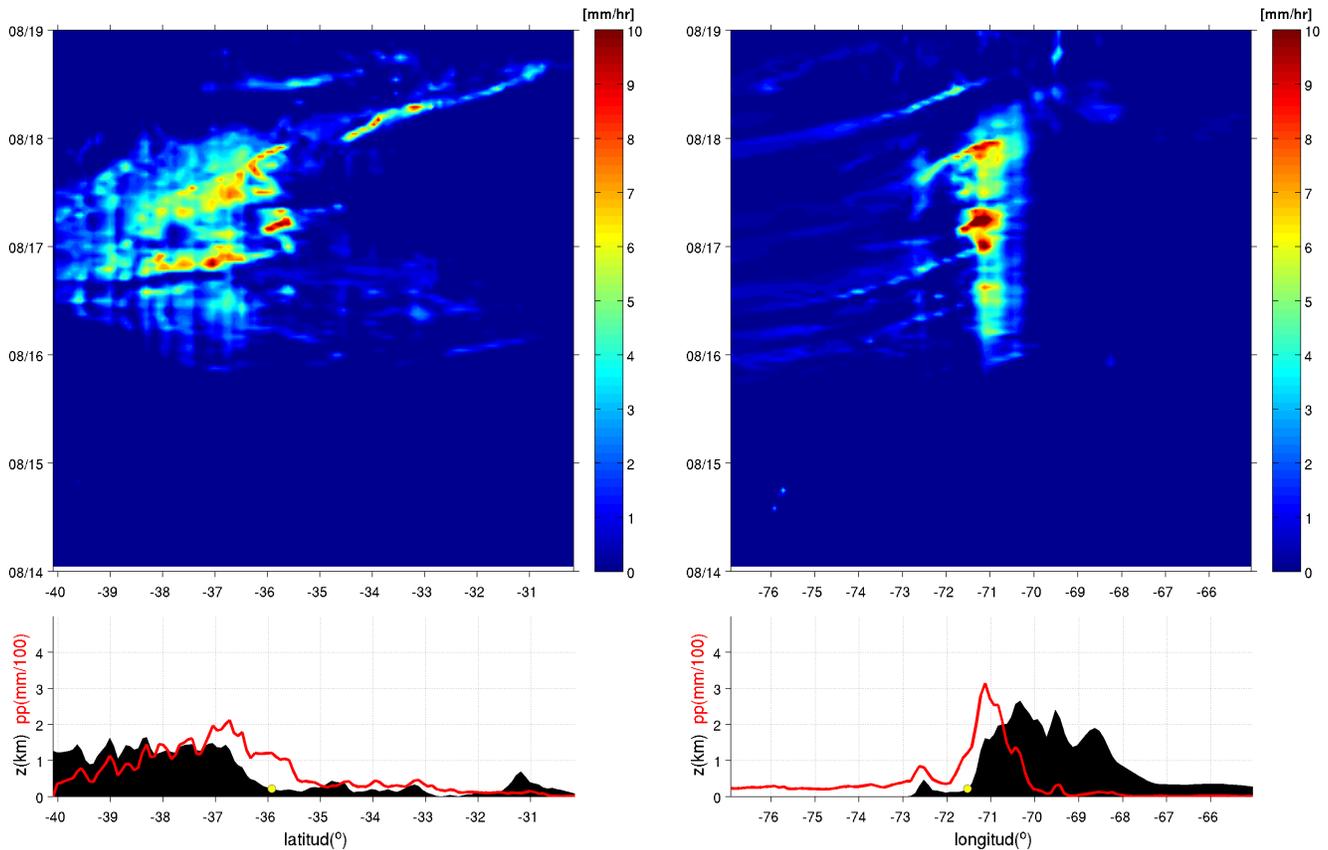


Figura 35: Hovmoller de precipitación en (71,53W-35,92S). Panel izquierdo: diagrama latitud-tiempo en 71,53W; Panel derecho: diagrama longitud-tiempo en 35.92S. Los paneles inferiores muestran la topografía del modelo (sombra color negro) y precipitación acumulada en todo el periodo (curva color rojo) en función de la latitud/longitud.

4.3.2. Pendiente-Precipitación

Con el fin de explorar la relación que hay entre la precipitación, el flujo y la topografía, se realiza el análisis explicado en la sección 3.6 para todo el dominio de 9km de resolución. En la figura 36 se aprecia que gran parte de la intensidad la precipitación entregada por el modelo está asociada directamente a un flujo en ascenso sobre el terreno, mientras que para puntos de grilla donde el flujo desciende, la relación viento precipitación es mucho más débil. En cuanto a la intensidad del viento, se ve que la intensidad de la precipitación crece linealmente con la intensidad del viento que es paralelo al gradiente topográfico, sin importar si la pendiente es positiva (ascenso) o

negativa (descenso). Sin embargo, el incremento disminuye de 0.14 (ascenso) a 0.01 (descenso).

Realizando el promedio latitudinal para todo el dominio, se obtiene que a barlovento (ascenso, considerando $GT > 0$) la intensidad de la precipitación es hasta 4 veces mayor que a sotavento (descenso, considerando $GT < 0$), tal como se muestra en la figura 37 para diferentes rangos de latitudes, y es especialmente intensa entre 35° y 37°S .

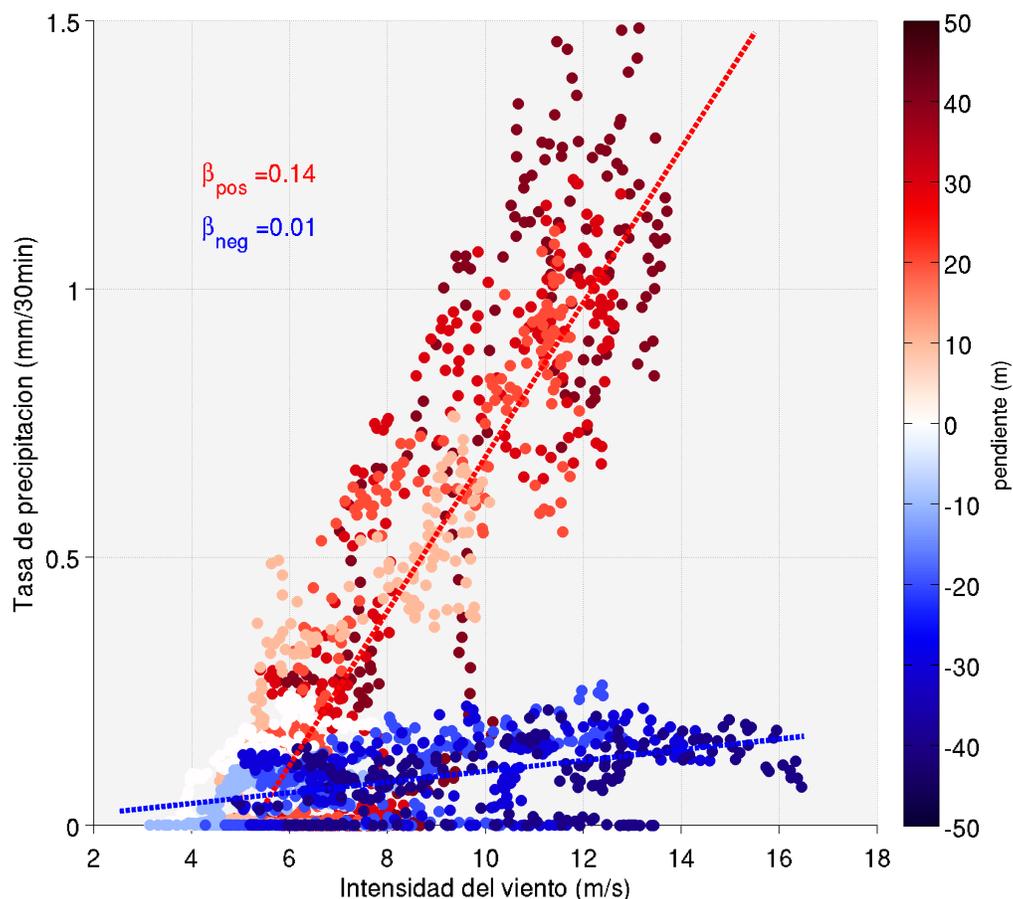


Figura 36: Diagrama de dispersión entre la intensidad del viento y la tasa de precipitación en mm/30min. Se han agrupado todos los puntos de grilla del modelo en función de la magnitud del gradiente topográfico. La paleta de colores indica la magnitud del gradiente en unidades de $m(z)/km(x,y)$. Valores positivos indican flujo en ascenso y valores negativos indica descenso.

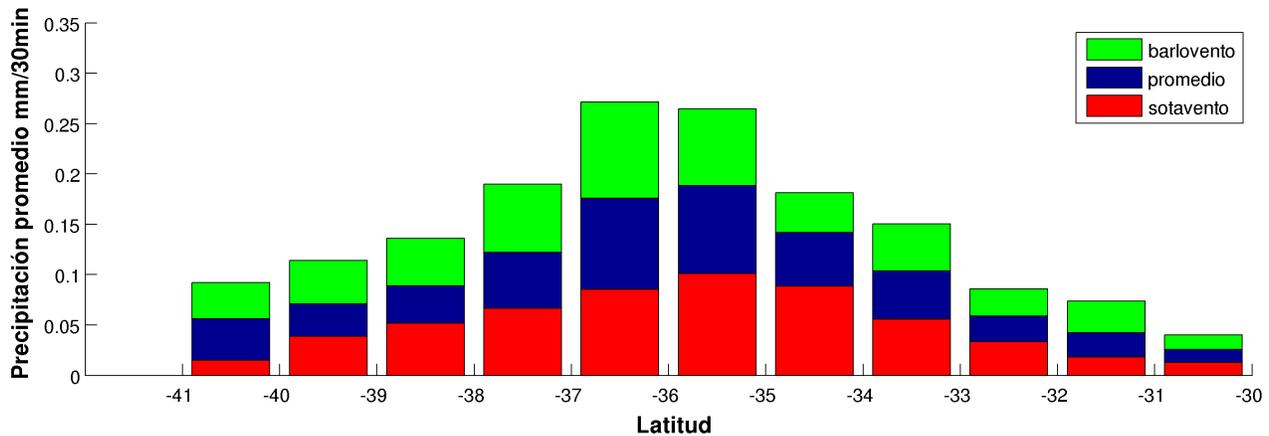


Figura 37: Variación latitudinal de la intensidad precipitación para el caso de estudio. En verde se muestra la precipitación a barlovento, en rojo a sotavento y en azul la precipitación promedio.

4.4. Análisis de Sensibilidad

4.4.1. Sin topografía (EXP1)

En este experimento se elimina la topografía del modelo, dejando el continente como una superficie totalmente plana.

Precipitación

Sin ningún obstáculo para el sistema frontal, desaparecen todos los rasgos asociados a la Cordillera de Los Andes, Cordillera de la Costa, incluyendo la cordillera de Nahuelbuta. Los máximos de precipitación total en todo el dominio no superan los 40mm. El máximo en Chile central se encuentra entre $36,5^{\circ}$ y $35,5^{\circ}$ S, sin embargo, la mayor precipitación se da sobre el océano.

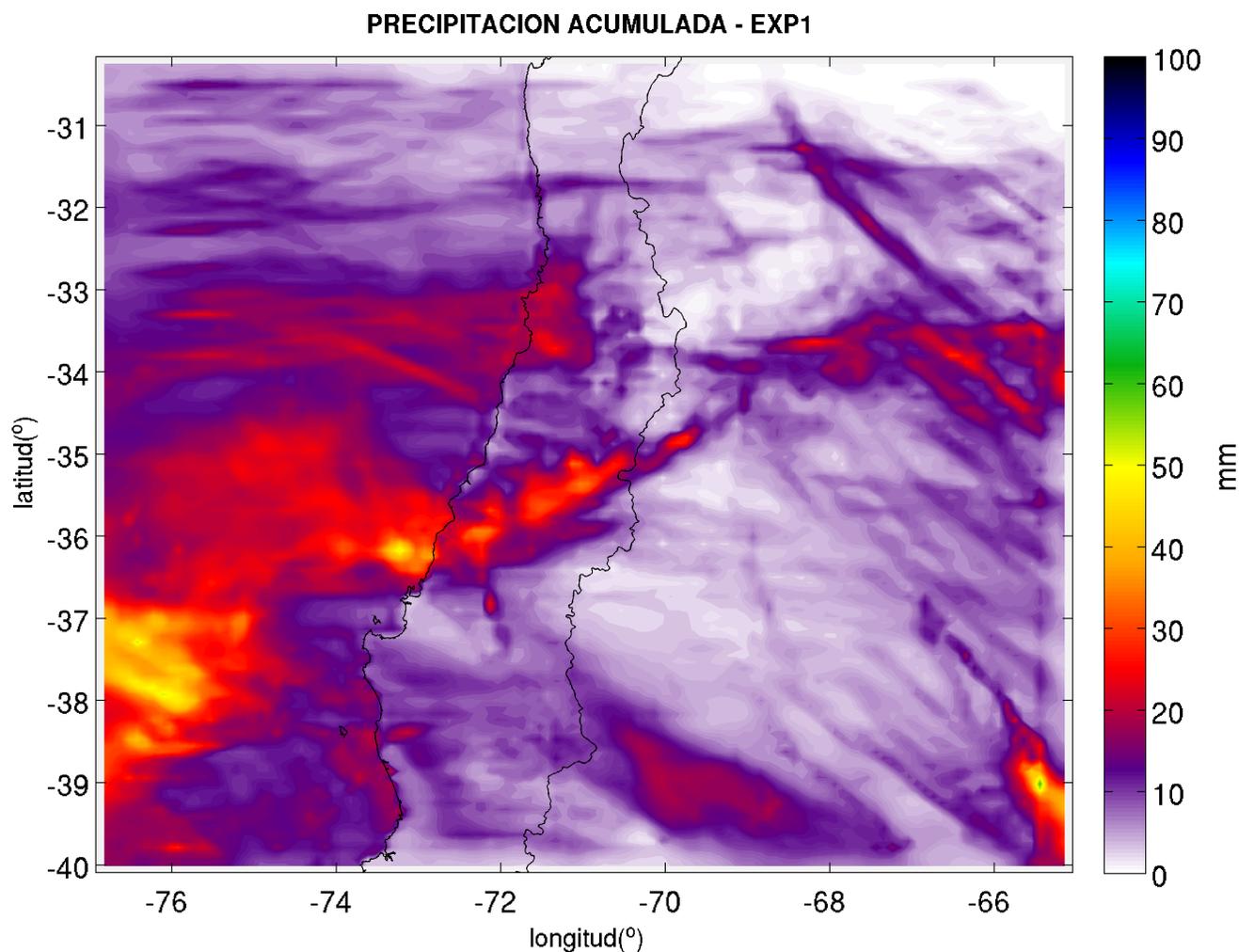


Figura 38: Como en la figura 31, pero para EXP1, sin topografía.

Persistencia

La figura 39 muestra la persistencia de la precipitación para EXP1. Se puede ver que en el océano no hubo mucha variación en la persistencia, en comparación a CTRL, con máximos del orden del 60%. Sin embargo, en el continente se aprecian cambios más notorios. Al sur de 39°S se observa persistencia del orden de 70%, sin embargo, la precipitación acumulada es menor a 10mm. Otra característica que es destacable,

es el hecho que la zona de máxima precipitación en Chile central (entre 35° y 37° S) no es la zona de máxima persistencia, lo que puede indicar que la mayor parte de la precipitación en esa zona ocurrió en un lapso de corto de tiempo.

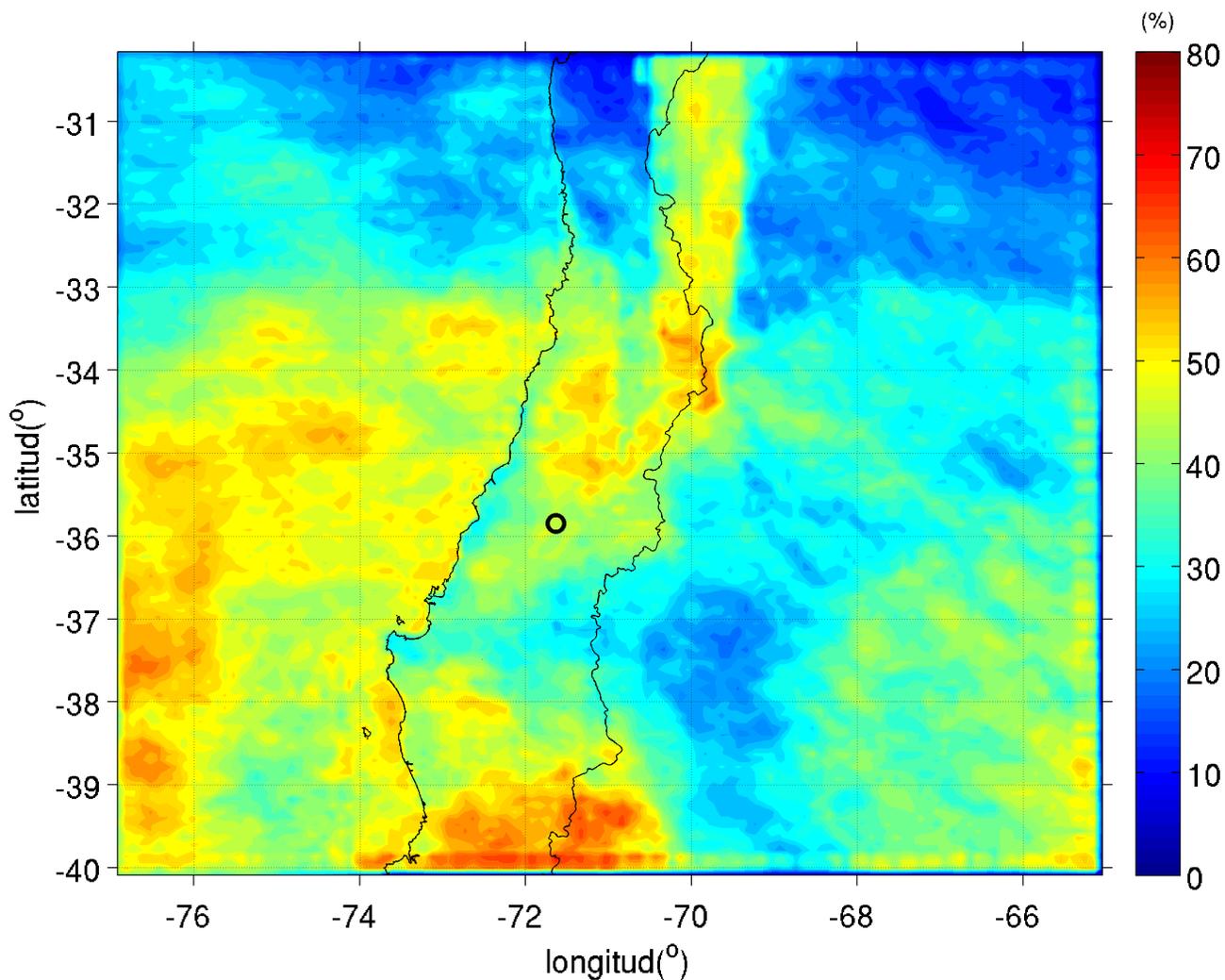


Figura 39: Como en la figura 34, pero para EXP1, sin topografía.

4.4.2. Banda (EXP2)

Este experimento consiste en eliminar el gradiente topográfico inverso. Para que el cambio de la topografía no fuera brusco y mantuviera un cierto grado de realidad", la modificación fue realizada parcialmente, es decir, sigue existiendo un gradiente de norte a sur, pero menos intenso, cambiando desde una pendiente de $4\text{m}/\text{km}$ a $1,3$

m/km.

Precipitación

El resultado del experimento muestra que la precipitación máxima se mantiene sobre Los Andes al norte de 35°S (figura 40). De hecho, las máximas acumulaciones se mantienen en la ladera oeste de la cordillera de Los Andes en las mismas latitudes. Hay cambios considerables en la zona donde la topografía fue modificada, tal como se muestra en la figura 42, con una disminución en la precipitación en la región donde el terreno fue modificado y un aumento de la precipitación justo al este de la región.

Persistencia

La persistencia en el EXP2 no cambia sustancialmente en las regiones altas de la cordillera de Los Andes y al norte de 36°S (figura 41). Sin embargo, la persistencia se reduce en la región donde la topografía es reducida, lo cual dice que en la zona donde la topografía fue modificada, hay una relación entre la altura del terreno y la persistencia de la precipitación, aumentando la persistencia a mayor altura en la cordillera.

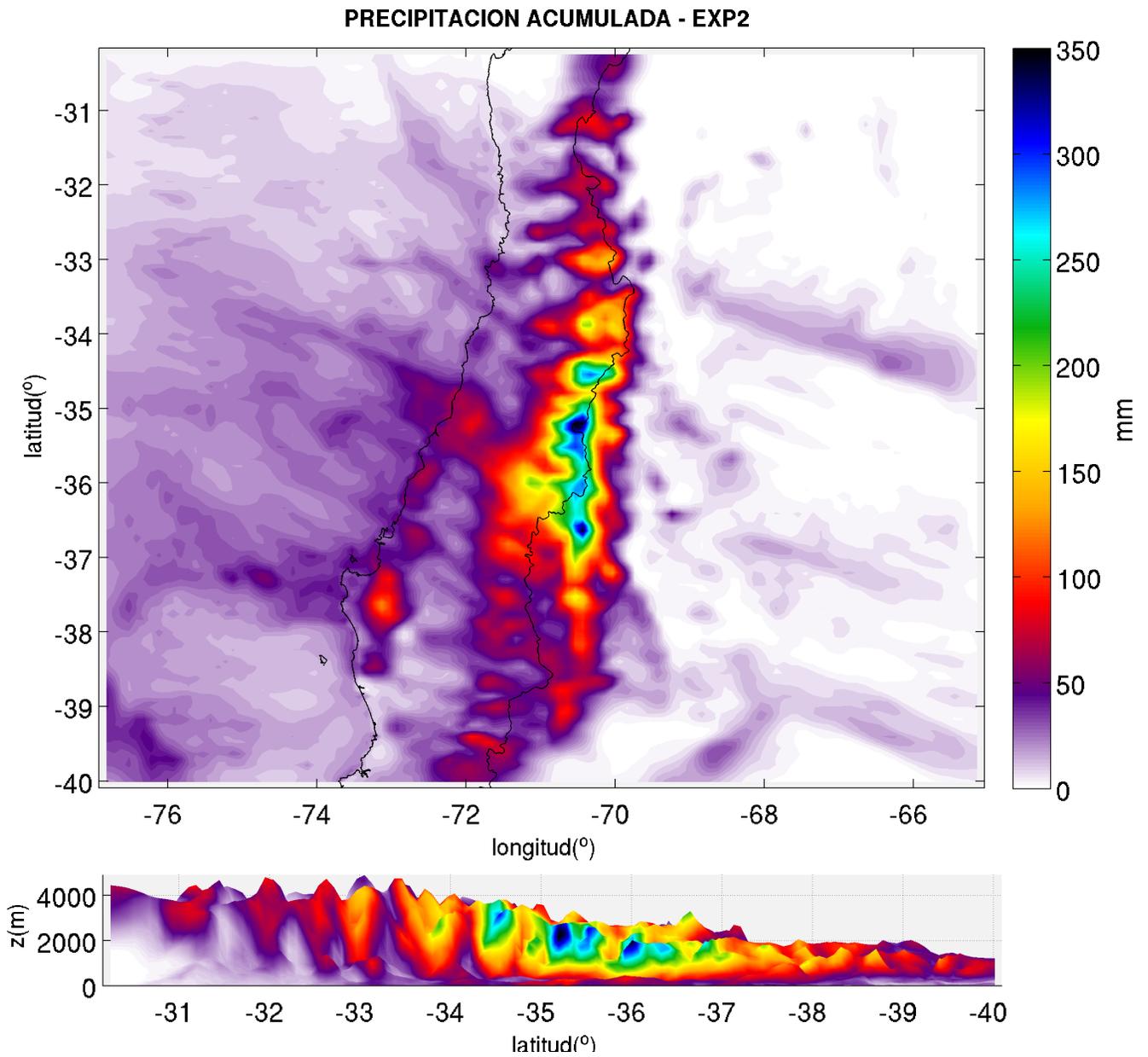


Figura 40: Precipitación acumulada para EXP2. Panel superior: vista general del dominio de simulación. Panel inferior: vista lateral latitud v/s altura.

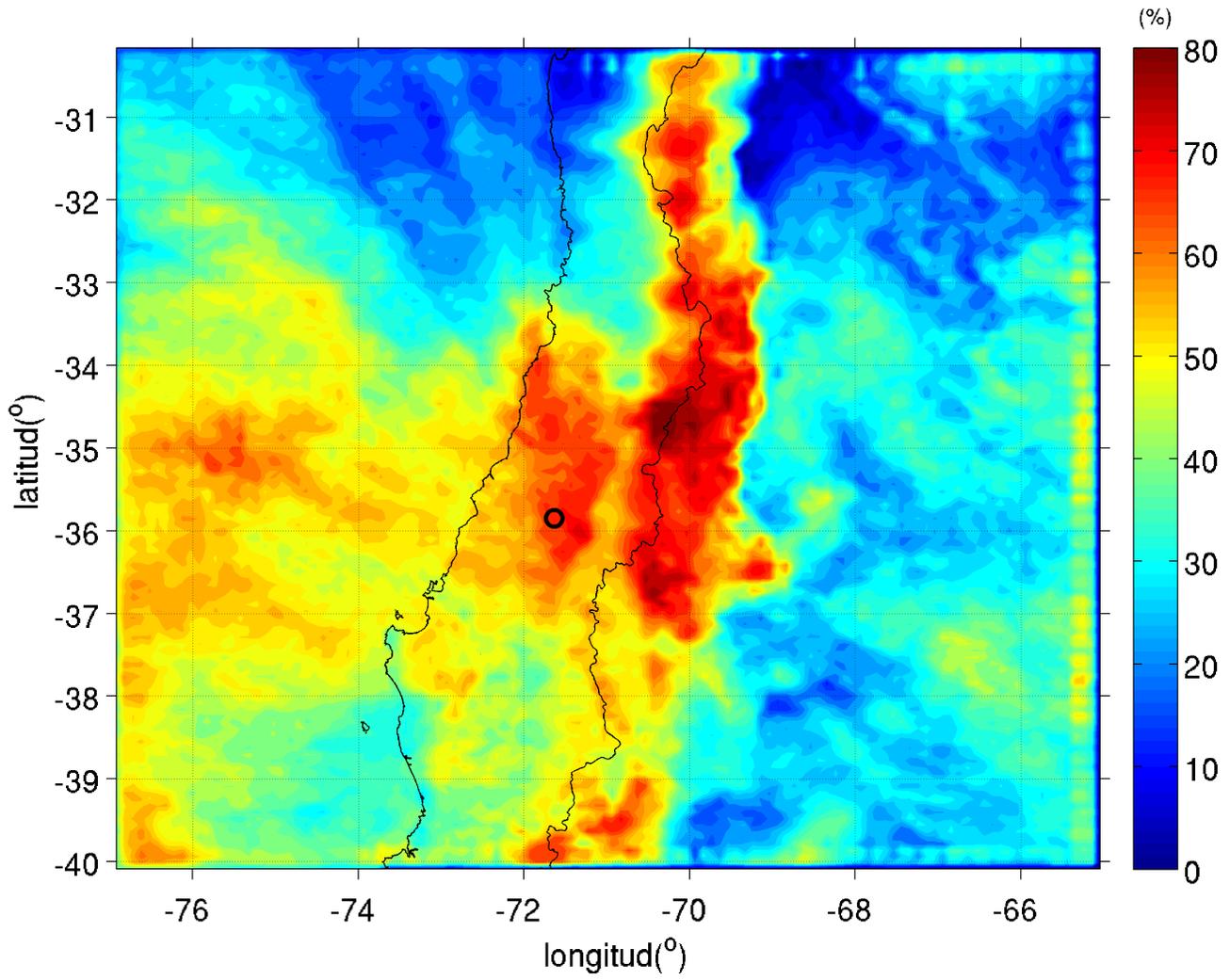


Figura 41: Como en la figura 34, pero para EXP2.

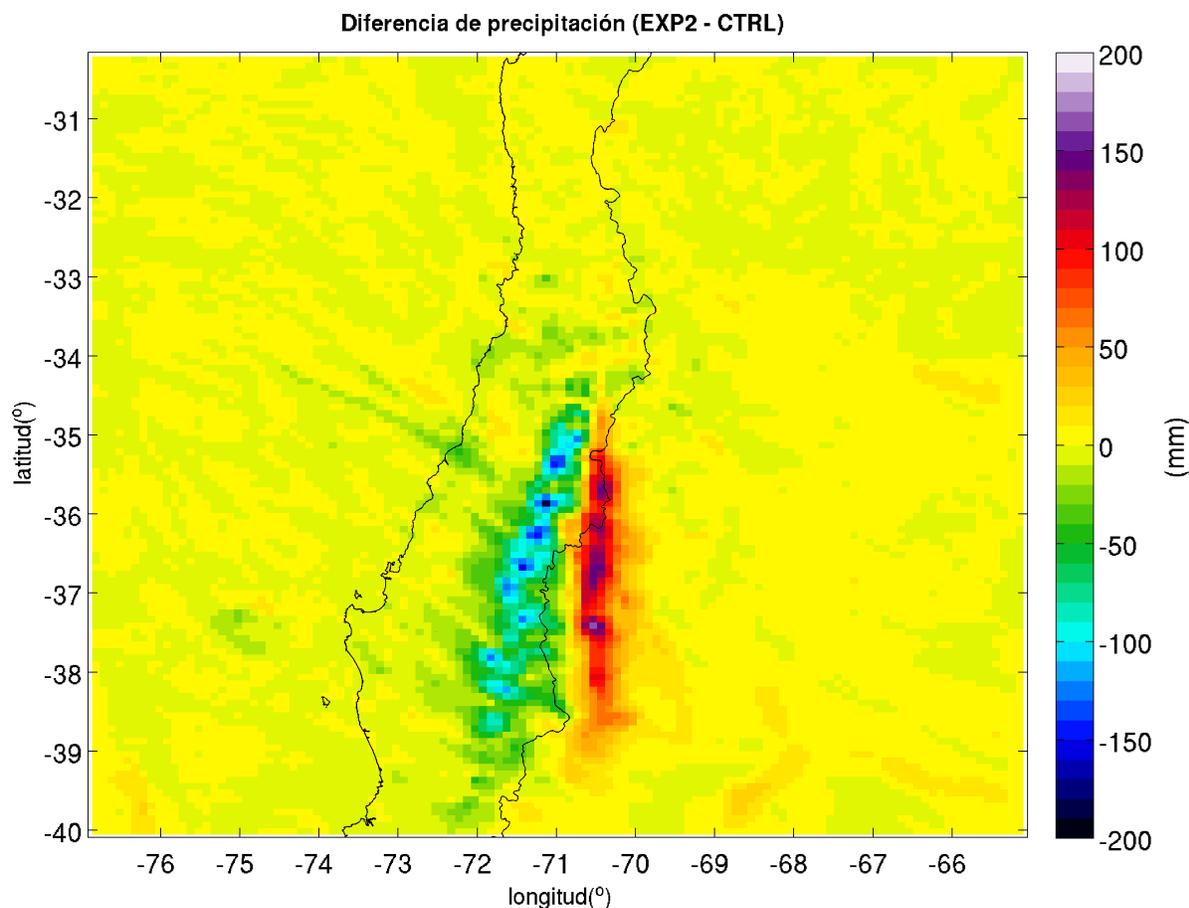


Figura 42: Diferencia de precipitación acumulada entre EXP2-CTRL.

Para facilitar la interpretación en el análisis de los cambios en la precipitación en los diferentes experimentos, en la figura 43 se resumen los resultados mostrando las variaciones latitudinales de la topografía promedio en la banda 71°-72°W (figura 43a), la precipitación acumulada en la banda 71°-72°W (figura 43b) y la precipitación acumulada a lo largo de costa (figura 43c). Además, en la figura 44 se indican los valores en términos porcentuales.

El experimento EXP1 muestra que el máximo de precipitación en torno a 36°S en la zona interior disminuye hasta un 95%, mientras que sigue existiendo un máximo relativo de precipitación desplazado 0,5° al norte. En la costa, el máximo de preci-

pitación se mueve de 35,2° a 36,2°S. Entre 37°S y 38°S la precipitación en la costa disminuye cerca de un 70%.

En cuanto al experimento EXP2, donde se evalúa el rol del gradiente topográfico inverso, se tiene que el máximo relativo de precipitación en torno a 36°S en el interior se mantiene, sin embargo, este máximo se reduce un 40%. La mayores variaciones se dan sobre la zona donde la topografía se modificó, es decir, entre 35° y 40°S, En la costa no hay cambios importantes, excepto en torno a 35°S donde se redujo la máxima precipitación costera en un 30%.

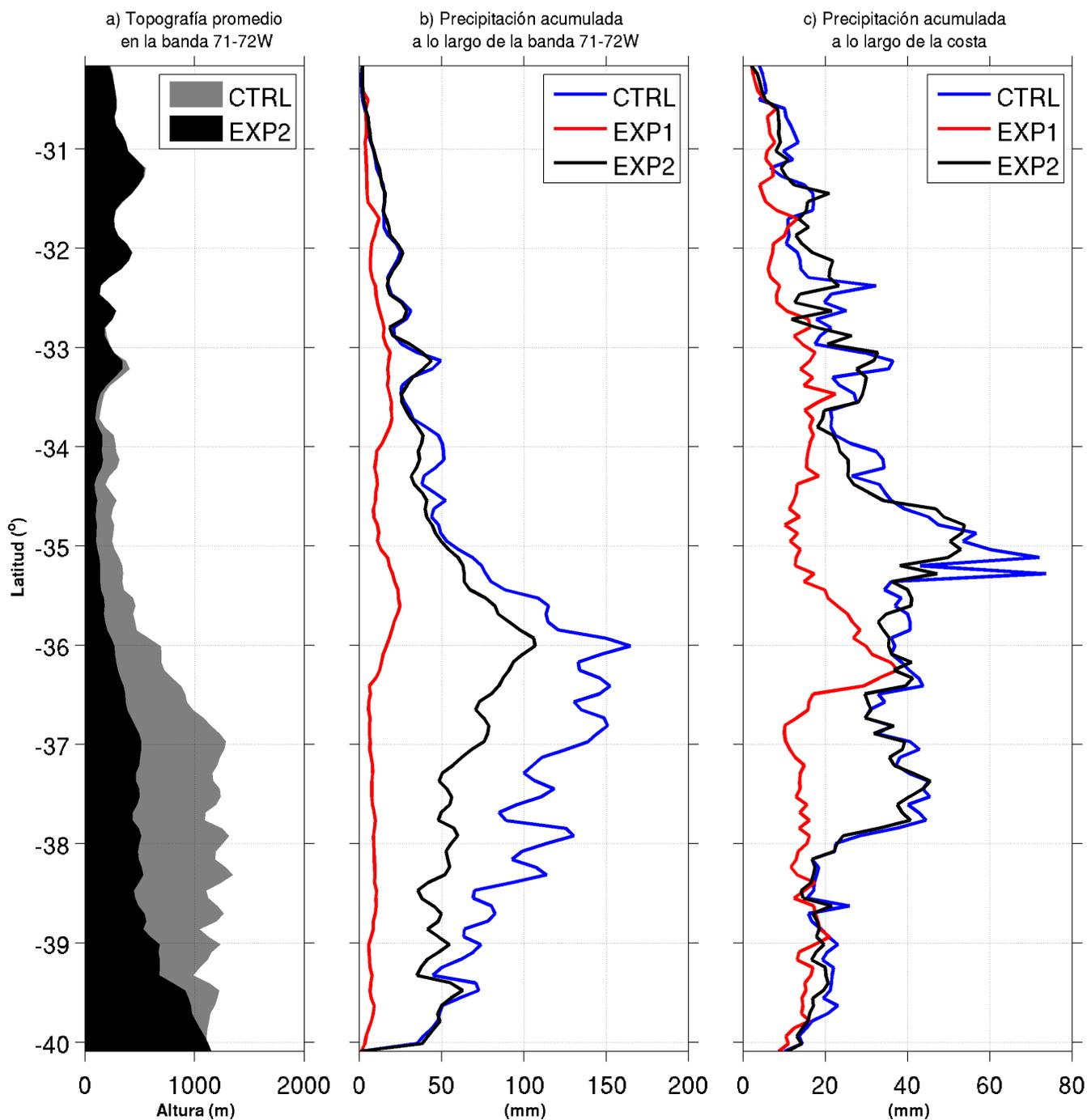


Figura 43: a) Promedio de la altura del terreno WRF en la banda 71-72W en función de la latitud para experimento CTRL (sombra gris) y EXP2 (sombra negra). b) Precipitación acumulada promedio en la banda 71-72W. c) Precipitación acumulada a lo largo de la costa. Los colores representan los experimentos CTRL (azul), EXP1 (rojo) y EXP2 (negro).

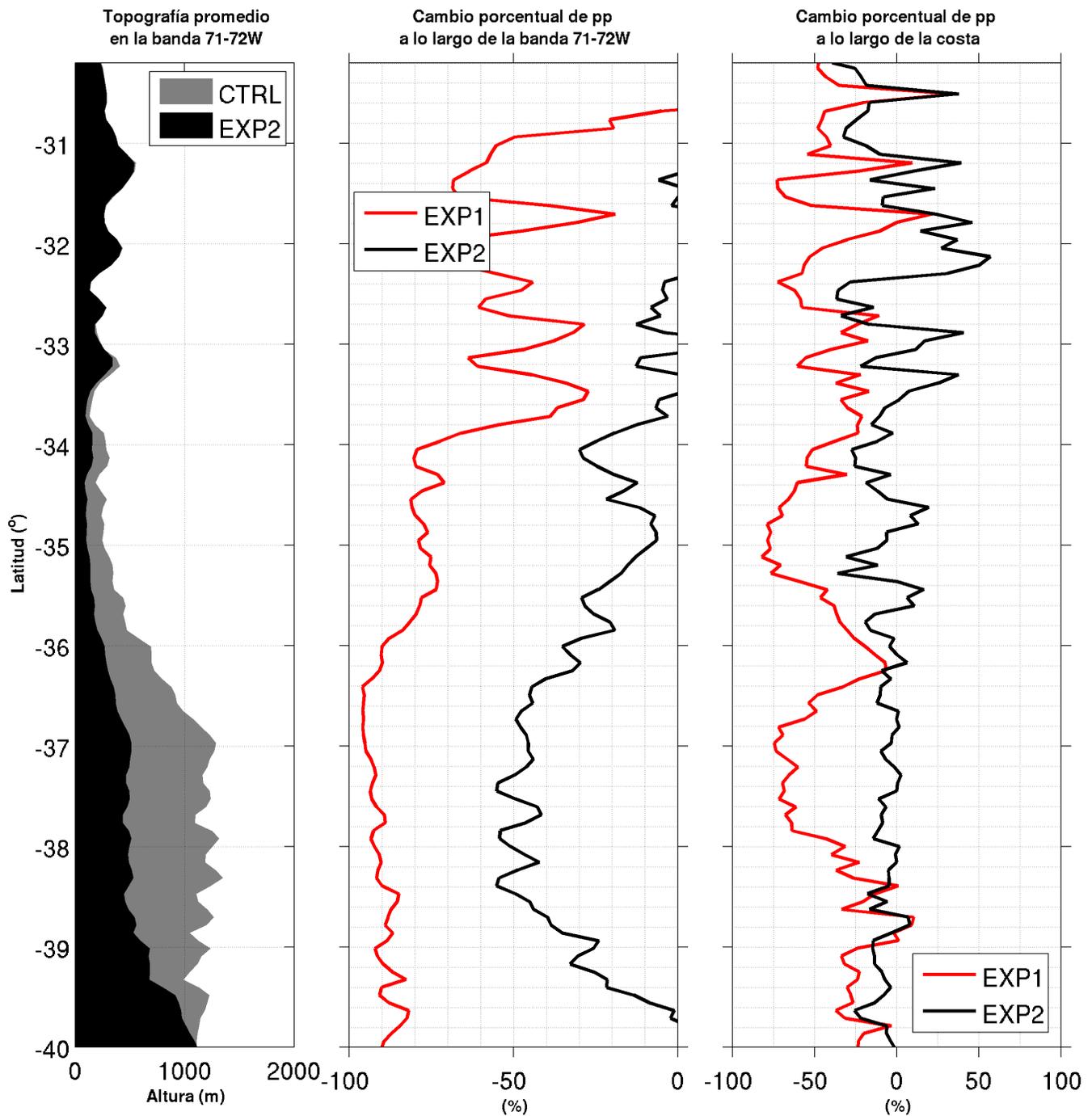


Figura 44: Igual que la figura anterior, pero en términos porcentuales, respecto de la simulación de control. Valores negativos indican una disminución en la precipitación.

5. Conclusiones

- El caso de estudio contiene características de un caso típico de un frente frío en la zona central de Chile, donde se destaca un máximo de precipitación en la Región del Maule.
- De la comparación de estaciones pluviométricas en diferentes puntos de Chile central, se puede establecer que el modelo meteorológico WRF tiende a sobrestimar la precipitación por un factor 2.
- Sin embargo, el modelo WRF reproduce el máximo de precipitación observado en este caso de estudio y, coincide con el máximo climatológico histórico de precipitación en Chile central entre 35° y 37° S. Además, la comparación del modelo con radiosondeos, revela que el modelo reproduce de buena manera las condiciones meteorológicas en altura, específicamente la magnitud del viento, temperatura y humedad relativa. Esto se considera suficiente para utilizar el modelo WRF como una herramienta de evaluación del rol de la topografía en Chile central, en relación al máximo de precipitación.
- El modelo WRF modifica considerablemente el sistema frontal en su interacción con el terreno, aumentando la cantidad de precipitación en los sectores más altos de Chile central.
- Al eliminar la topografía del modelo WRF, no aparecen los rasgos espaciales de precipitación asociados a la Cordillera de la Costa (incluyendo Nahuelbuta) y la Cordillera de Los Andes. Hay un desplazamiento hacia el sur del máximo de precipitación en la costa desde $35,2^{\circ}$ a $36,2^{\circ}$ S. Ver figura 38.
- El gradiente topográfico inverso asociado al cambio de orientación de la Cordillera de Los Andes no es responsable del máximo de precipitación en la región, porque en este caso de estudio el máximo de precipitación se mantiene. Sin embargo, el máximo se reduce un 40% en la región modificada. Aunque en la modificación de la topografía no se alteraron rasgos costeros, en algunos puntos de la costa la precipitación se redujo un 30%.

6. Referencias

- Barret, B., René D. Garreaud, Mark Falvey, 2009: Effect of the andes cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3092–3109.
- Barret, B., D.B. Krieger, and C.P. Barlow, 2011: Multiday circulation and precipitation climatology during winter rain events of differing intensities in Central Chile. *J. Hydrometeor.*, 12, 1071-1085, doi:10.1175/2011JHM1377.1
- Bonacina, L. C. W., 1945: Orographic rainfall and its place in the hydrology of the globe. *Q. J. R. Met. Soc.*, **71**, 41–55.
- Falvey, M. and R. Garreaud, 2007: Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 171-193.
- Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004.
- Flesch, Thomas K., Gerhard W. Reuter, 2012: Wrf model simulation of two alberta flooding events and the impact of topography. *J. Hydrometeor.*, **13**, 695–708.
- Fuenzalida, H., 1982: A country of extreme climate. Chile: Essence and Evolution (in Spanish), H. Garcia, Ed., Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile, 27–35.
- Garreaud, R. 2009: The Andes climate and weather. *Adv. Geosciences*, 7, 1-9.
- Garreaud, R., 2013: Warm winter storms in Central Chile. *J. of Hydrometeorology*, 14, 1515-1534
- Hong, S.-Y., and J.-W. Lee, 2009: Assessment of the WRF model in reproducing a flash-flood heavy rainfall event over Korea. *Atmos. Res.*, **93**, 818–831.
- Houze Jr, Robert A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. Orographic effects on precipitating clouds, *Rev. Geophys.*, 50, RG1001.

- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Re-analysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Miller, A., 1976: The climate of Chile. *Climates of Central and South America*, W. Schwerdtfeger, Ed., Elsevier, 113–145.
- Neiman, P. J., F. M. Ralph, A. B. White, D. E. Kingsmill, and P. O. G. Persson, 2002: The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California’s coastal mountains: Observations during CALJET, *Mon. Weather Rev.*, **130**, 1468–1492.
- Pizarro, J. G., and A. Montecinos, 2000: Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. Preprints, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 278–279.
- Roe, R., 2005: Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 33: 645–671.
- Schultz, D. M., 2010: How to research and write effective case studies in meteorology. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, **5** (2), 1–18.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Technical Note 475.
- Sun, Xiaoming, Ana P. Barros, 2012: The Impact of Forcing Datasets on the High-Resolution Simulation of Tropical Storm Ivan (2004) in the Southern Appalachians. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3300–3326.
- Tomkins, T., 2011: *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge University Press, 2012.
- Wilks, D. S.: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences – An Introduction*, vol. 59 of International Geophysics Series, Academic Press, 1995.
- Wu, C., K. K.W. Cheung, and Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2049–2064.

- John M. Wallace and Peter V. Hobbs: Atmospheric Science, 2nd Edition. An Introductory Survey. Academic Press, 2006.
- El Explorador Eólico 2012: Descripción y Manual de Uso. link: http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/info/Documentacion_Explorador_Eolico_V2_Full.pdf

Apéndices

A. Variables WRF-ARW

Para una buena visualización e interpretación de las salidas del modelo WRF, es necesario conocer la disposición de las variables atmosféricas dentro de los archivos de salida del modelo.

Grillas

Horizontalmente, WRF-ARW utiliza la grilla tipo Arakawa-C (Ver Fig. (45)). En este tipo de grillas, las componentes u y v de la velocidad horizontal del viento están ubicadas normales a las respectivas caras de las celdas de cada grilla, y las variables escalares (variables termodinámicas, químicas), se encuentran ubicadas en el centro de cada celda, con el propósito de mejorar la precisión numérica.

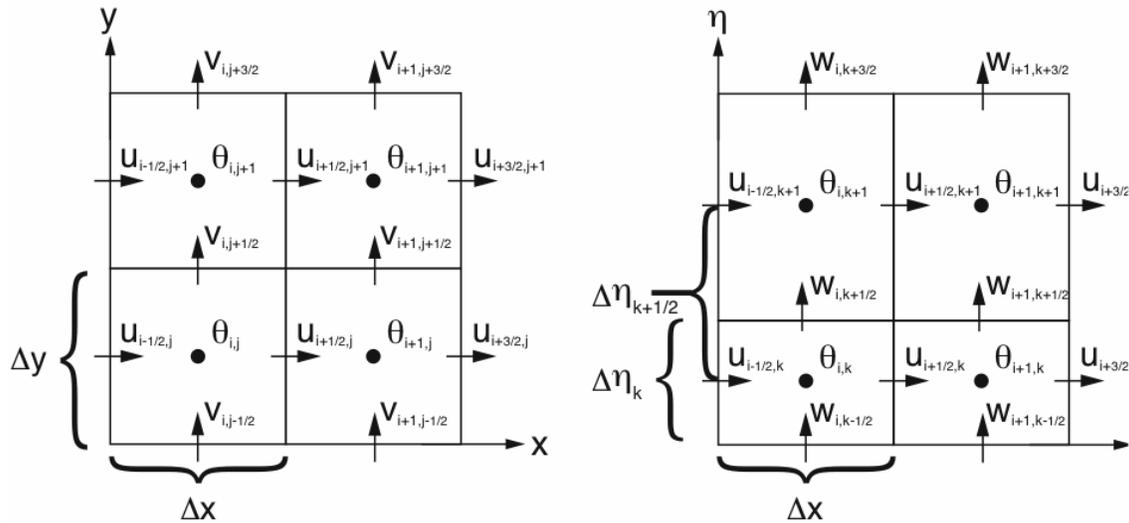


Figura 45: Grillas verticales y horizontales en WRF. θ representa las variables escalares y u , v la componente horizontal del viento.

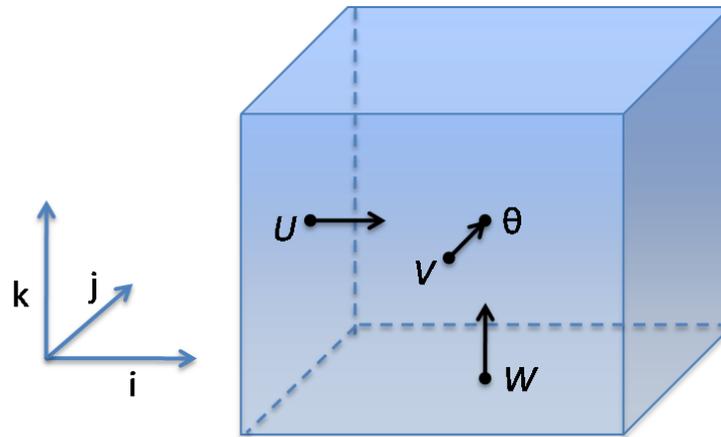


Figura 46: Vista tridimensional de grillas verticales y horizontales en WRF.

Por esta razón, antes extraer las salidas del modelo, es necesario llevar todas las variables a un punto de grilla en común, en este caso llevar los valores en u , v y w al centro o puntos de masa de la celda, θ . El procedimiento consiste en una interpolación lineal (o un promedio) entre $w_{i,k-1/2}$ y $w_{i,k+1/2}$, cuyo resultado es el valor de la variable en el punto $\theta_{i,k}$. Lo mismo para u y v .

Runtime IO

Los vientos de WRF guardados en los archivos de salida del modelo, corresponden al viento instantáneo al momento de escribir el archivo, por lo que si se guardan los vientos cada 60 minutos, el viento podría no ser representativo de lo que ocurre en la atmósfera durante la hora previa. Para solucionar esto existen dos procedimientos a aplicar, pero solo uno es computacionalmente eficiente.

La manera más simple es modificar el parámetro *history_interval* dentro de la sección *&time_control* del archivo *namelist.input* a un intervalo de tiempo menor, por ejemplo cada paso de tiempo, sin embargo, esto es válido para todas las variables definidas en el archivo *Registry.EM*, implicando que el tamaño final del archivo de salida será excesivamente grande, causando problemas en la manipulación. Cuando el usuario necesita solo algunas variables a un intervalo de tiempo menor, WRF posee una función hecha con el propósito de guardar alguna variable a una tasa de tiempo mayor a la definida en *history_interval*, la cual se describe en detalle a continuación debido a

ser de simple aplicación y no requiere re-compilar el modelo WRF.

De manera de ejemplo, se aplica el método con el fin de guardar los vientos en superficie a la mayor tasa posible:

- Crear un archivo de texto en formato ascii para cada dominio (my_file_d01.txt y my_file_d02.txt) el cual debe contener una línea que indique que hacer con la variable, en el formato compatible con el archivo Registry.EM.

La línea `+:h:3:U10,V10` indica que se agrega (+) la variable U10 y V10 al history(h) en el archivo de salida 3 (puede ir desde 0 a 24, en el cual 0 es el archivo típico llamado wrfout0)

- Una vez realizado el paso anterior es necesario agregar los siguientes parámetros en la sección `&time_control` del archivo `namelist.input`:

```
&time_control  
iofields_filename = "my_file_d01.txt", "my_file_d02.txt"  
ignore_iofields_warning = .true.,  
auxhist3_outname = "wind_d<domain>"  
auxhist3_interval = 4, 2,  
frames_per_auxhist3 = 100000, 100000,  
io_form_auxhist3 = 2,
```

En este trabajo se evaluó si existe alguna diferencia entre guardar los vientos cada 1min o 30min. Se observó que no existe variabilidad significativa en el viento menor a 30min, por lo cual, se decidió trabajar con los vientos cada 30min.