



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

MODELACIÓN NUMÉRICA DE VIENTO RACO EN EL CAJÓN DEL MAIPO

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

NATALIA CATALINA CARRERA ÁVILA

PROFESOR GUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
RENÉ GARREAUD SALAZAR
LAURENCE ARMI

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: NATALIA CATALINA CARRERA ÁVILA
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MODELACIÓN NUMÉRICA DE VIENTO RACO EN EL CAJÓN DEL MAIPO

El viento Raco corresponde a un intenso flujo superficial de viento del este cálido y seco, el cual se desarrolla principalmente en las noches y mañanas de invierno, en el Cajón del Maipo, ubicado en la zona precordillerana de Chile central.

El presente trabajo tiene como objetivo principal realizar un primer análisis del viento Raco, considerado como un mecanismo de viento de paso montañoso o *gap wind*. Para esto, se estudia un evento desarrollado entre los días 23 y 26 de julio del 2018, del cual se poseen datos observados, enfocándonos en los últimos dos días del mismo. Se simuló el evento utilizando el modelo atmosférico de mesoescala WRF (Weather Research and Forecasting), para luego validar las salidas y posteriormente analizar los resultados desde la teoría hidráulica, en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida. A partir de la validación, se encontró que la simulación recrea las principales características del viento Raco, con algunas diferencias, especialmente en superficie, las cuales no resultan obstaculizantes para la continuación del estudio. Durante el evento simulado, las superficies de igual temperatura potencial descienden hacia la salida del cajón, junto al flujo intenso del este. El núcleo intenso del mismo se desplaza a lo largo del cajón mostrando mayor magnitud al localizarse hacia la salida. Al oeste, la extensión del viento Raco en superficie se ve limitada por una poza fría nocturna. Resultados del cálculo del número de Richardson sugieren la posibilidad de que turbulencia mecánica erosione el tope de la poza fría nocturna, ante el fuerte cizalle que se desarrolla entre la capa de inversión nocturna y la capa de viento Raco.

Respecto al análisis del Raco desde la teoría hidráulica, se encontró que se cumplen las condiciones que la hacen aplicable dentro de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, a excepción de una. La ausencia en la simulación de una capa de inversión térmica sobre la capa de Raco, requirió el uso de una aproximación dentro del término de gravedad reducida. Esto no afectó al cálculo del flujo másico, el cual dio como resultado conservación del misma a lo largo del cajón. Respecto a la conservación de la energía, los resultados no fueron satisfactorios, razón por lo cual se analizó el problema, encontrando que este probablemente radica en la aproximación realizada, constituyendo esta una subestimación de la fuerza de la supuesta inversión térmica. En cambio, al asumir una inversión térmica con un salto de temperatura potencial de $3^{\circ}C$, la conservación a lo largo del cajón resultó efectiva. De esta forma, se concluye que la aplicación de la teoría hidráulica sobre el evento de viento Raco del día 25-26 de julio del 2018 es efectiva, dando visto bueno a la explicación del viento Raco como un viento de paso montañoso.

Dedicado a mi papi y a mi mami.

Agradecimientos

Agradezco formalmente a los siguientes proyectos Fondecyt: N° 1170214, titulado “Mesoscale dynamics of Raco winds in Central Chile’ ’, y N° 1131092, titulado “Downslope andean winds in southern-Central Chile’ ’. Gracias a estos proyectos fue posible este trabajo.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	6
1.2.1. Objetivos específicos	6
2. Datos y metodología	7
2.1. Zona de estudio	7
2.2. Modelo atmosférico	8
2.3. Datos	9
Estaciones Meteorológicas	9
Radiosondeos	10
Salidas de WRF	11
2.4. Diagnóstico del modelo	11
2.4.1. Descripción del caso	11
2.4.2. Validación	11
2.4.3. Caso de estudio	13
2.4.4. Interacción con la poza fría	14
2.4.5. Análisis hidráulico	14
3. Resultados	17
3.1. Descripción del caso	17
3.2. Validación	19
3.2.1. Variables en superficie	19
3.2.2. Variables en Altura	22
3.3. Análisis de la simulación	27
3.4. Interacción con la poza fría	37
3.5. Análisis hidráulico	41
3.5.1. Conservación del flujo másico	46
3.5.2. Conservación de energía	47
4. Discusión y conclusiones	52
Bibliografía	59

Índice de Tablas

2.1.	Características de la simulación realizada. La primera columna indica el dominio al cual corresponde cada una; dx y dy representan la resolución horizontal zonal y meridional, respectivamente; e_{we} y e_{sn} corresponden a la cantidad de puntos de grilla zonal y meridional más uno, respectivamente, y e_{vert} corresponde a los puntos de grilla presentes en la vertical.	8
2.2.	Parametrizaciones físicas utilizadas en los 4 dominios de la simulación realizada en WRF, a excepción de la parametrización de cúmulos, que se ocupa solo en los dominios 1 y 2.	9
2.3.	Información de las estaciones meteorológicas ubicadas en el Cajón del Maipo, que son de interés para este informe. En la última columna se muestran solo las variables que se utilizarán en este trabajo.	10
3.1.	Fechas y horas aproximadas de inicio y término del evento de viento Raco estudiado, usando como referencia los datos de la figura 3.3, con umbral de $u < -3$ m/s. Además, la última fila indica la duración del evento según la información de las filas 1 y 2, donde se restan horas cuando el evento cesa momentáneamente.	21

Índice de Ilustraciones

4figure.caption.5

2.1.	Topografía [km] del Cajón del Maipo. Los datos provienen de las salidas del modelo WRF (dominio 4) de la simulación del evento de viento Raco del 2018. Los contornos sin colorear inician a los 0.6 km, y se muestran cada 0.1 km. Los contornos coloreados se muestran cada 0.25 km, desde el primer kilómetro de altura s.n.m.. El rectángulo rojo denota la zona de salida, y de principal interés para este estudio, del Cajón del Maipo. Las estrellas marcan la ubicación aproximada en el dominio de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha, respectivamente. La marca celeste denota la ubicación de la constricción topográfica.	7
2.2.	Altura de la topografía s.n.m. de los distintos dominios usados en la simulación del evento de viento Raco.	10
2.3.	Topografía [km] del dominio 4 de la simulación del evento de viento Raco del 2018. Los contornos coloreados se muestran cada 0.25 km. Las rectas y cuadros denotan los cortes realizados en las distintas figuras del capítulo de resultados. Las estrellas marcan la ubicación aproximada en el dominio de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha.	13
2.4.	Serie de tiempo de las iséntropas usadas para determinar el tope (curva burdeo) y base (curva roja) de la capa de flujo intenso del este.	15
2.5.	Corte a través de la transecta T1', donde en colores se muestra u , en contornos grises, la temperatura potencial, y los vectores representan a las componentes u y w del viento. Las curvas rosadas representan las iséntropas escogidas para delimitar la capa de flujo intenso del este. Los paneles a), b) y c) corresponden al inicio, hora de máxima intensidad de u y finalización del evento, respectivamente.	16
3.1.	Serie de tiempo de la componente zonal del viento [m/s] en a), la temperatura del aire en b) y la razón de mezcla en c). Los colores representan a las distintas estaciones meteorológicas ubicadas en el Cajón del Maipo: Manzano (rojo), Obra (verde) y Almenar (morado). La resolución temporal de los datos es de 5 minutos. Las áreas grises representan a las horas nocturnas. La altura a la que se tomaron los datos es de entre 4-10 m s.n.s..	17
3.2.	Mapa sinóptico de las condiciones atmosféricas del día 24 de julio del 2018, a las 20 HL. Se muestra la temperatura (colores) en la isóbara de 975 hPa, cada 3°C, y altura geopotencial de 975 hPa cada 50 m (contornos grises). Además, se muestra la isohipsa de 5700 m s.n.m. de la isóbara de 500 hPa (curva burdeo)).	18

3.3. Serie de tiempo de la componente zonal del viento [m/s] de la estación meteorológica Manzano en a), Obra en b) y Almenar en c). La curva azul representa a las observaciones de las respectivas estaciones promediadas cada 1 hora y la curva negra corresponde a la simulación del evento para la locación aproximada de cada estación. La altura a la que corresponden las variables son entre 4-10 m s.n.s. y 10 m s.n.s., respectivamente. La curva segmentada roja indica donde $u = -3$ m/s.	20
3.4. Cálculo del error cuadrático medio (MSE), desglosado su valor total en 3 términos de la ecuación: error asociado a la media (EM), error asociado a la desviación estándar (ED) y error de fase (EF). El MSE se obtuvo para la magnitud del viento (izquierda), u (centro) y v (derecha). Además para cada variable se calculó el MSE de Manzano, Obra y Almenar, ordenados de izquierda a derecha.	21
3.5. Como la figura 3.3, pero para la temperatura del aire en $^{\circ}C$	22
3.6. Perfil vertical de la componente zonal del viento [m/s] en Manzano, cuyo eje de las ordenadas corresponde al tiempo entre el 22 y 26 de julio del 2018. En el panel a) se muestran las observaciones, obtenidas a partir del lanzamiento de globos radiosonda. El lanzamiento de cada globo es indicado con una cruz roja. En el panel b) se muestran las salidas del modelo. El área gris denota la superficie.	23
3.7. Como la figura 3.6, pero para la estación Almenar.	23
3.8. Perfil vertical en Manzano, correspondiente a las 09 HL del día 25 de julio. En azul se muestran las observaciones, correspondiente a radiosondeos, y en negro, las salidas del modelo, donde cada círculo corresponde a un nivel en z de la simulación. El panel a) y b) muestran la magnitud [m/s] y dirección del viento [$^{\circ}$], y el c) la temperatura potencial [$^{\circ}C$].	24
3.9. Como la figura 3.8, pero para la estación Almenar.	25
3.10. Perfil vertical de la temperatura potencial [$^{\circ}C$] (curva derecha en cada panel) en Almenar, a las 09 HL del día 25 de julio. Además se muestran vectores correspondientes a la componente zonal del viento a la izquierda. En el centro de cada panel, se muestra el cálculo del número de Richardson Ri . El área gris denota la superficie y el área roja las capas con inestabilidad dinámica. El panel a) corresponde a las salidas del modelo y el panel b) a las observaciones. En el caso último, se graficaron los valores correspondientes a los mismo niveles verticales de la simulación.	26
3.11. Corte sobre la transecta T1 de la figura 2.3. Se muestra la componente zonal del viento (contornos coloreados cada 1 m/s), temperatura potencial (contornos grises cada $1^{\circ}C$) y vectores de viento (u,w) espaciados cada 200 m en la vertical y cada 1 km en la horizontal. Su referencia se muestra en m/s, correspondiente a la hora de inicio del evento. Se indica con líneas segmentadas la ubicación de las estaciones meteorológicas (indicadas con círculo rojo) Almenar (A), Obra (O) y Manzano (M), además de la locación de la constricción topográfica dentro del valle. La topografía se denota con el área gris.	27
3.12. Como en la figura 3.11, para la hora de máxima intensidad de u	28
3.13. Como en la figura 3.11, para la hora de finalización del evento.	28

3.14. Sección transversal meridional (cortes T2 de figura 2.3) al inicio del evento, de la longitud donde se ubica la estación Manzano (a)), la constricción topográfica (b)), y las estaciones Obra y Almenar (en c) y d), respectivamente). La ubicación de las estaciones en sus respectivos paneles se marca con una línea segmentada y círculo rojo. En colores se muestra la componente zonal del viento (cada 1 m/s) y en contornos negros la temperatura potencial cada 1°C. La topografía se denota con el área gris.	29
3.15. Como la figura 3.14, para la hora de máxima intensidad del evento (09 HL del 25/06/18).	30
3.16. Como la figura 3.14, para la hora de finalización del evento (06.00 HL del 26/06/18).	31
3.17. Cortes horizontales (área A2, figura 2.3) promediados cada 5 horas de la componente zonal del viento (colores cada 1 m/s) y vectores (u,v) , espaciados cada 2 km. Ambas variables que se muestran corresponden a la elevación de 10 m s.n.s.. Las horas promediadas se muestran en el título de cada panel. Los contornos grises muestran la elevación de la topografía cada 200 m. Las estrellas amarillas indican los puntos de grilla correspondientes a la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha.	32
3.18. Como en la figura 3.17, pero para el resto de promedios del evento de viento Raco.	33
3.19. Corte a través de la transecta T4 (figura 2.3). En colores, cada 1 m/s, se muestra la componente zonal del viento, y en contornos grises la temperatura potencial cada 1°C. Los vectores muestran las componentes (u,w) , cada 200 m. El área gris denota la topografía.	34
3.20. Corte a través de la transecta T5 (figura 2.3). En colores, cada 1 m/s, se muestra la componente meridional del viento, y en contornos grises la temperatura potencial cada 1°C. Los vectores muestran las componentes (v,w) , cada 200 m. El área gris denota la topografía.	35
3.21. Estabilidad estática de la atmósfera (en colores), durante la hora de máxima intensidad del evento de viento Raco. El rango de valores obtenidos comprende entre los -0.013 y 6.788. Los vectores de viento (u,w) se muestran cada 250 m en la vertical y cada 2 km en la horizontal. Las iséntropas se grafican cada 1°C (contornos grises). La curva burdeo representa la isotaca -5 m/s, respectivamente. Los círculos rojos denotan la locación de las estaciones Almenar, Obra, la constricción topográfica, y la estación Manzano, de izquierda a derecha. La sección transversal corresponde a T1 de la figura 2.3.	36

3.22. Altura de la iséntropa $21^{\circ}C$ s.n.m. (contornos coloreados cada 25 m), para la hora de inicio del evento en a) y 4 horas posteriores al mismo. Para facilitar el análisis en la zona de interés (cajón de salida), no se muestra información sobre topografía con altura mayor a los 900 m s.n.m.. Los contornos rosados y grises denotan la altura de la topografía cada 20 m hasta los 600 m s.n.m., para luego graficarlos cada 80 m hasta los 1000 m s.n.s.. Luego, cada 250 m. El contorno de altura de 1250 m s.n.m. se marca con la curva gris gruesa. Los vectores de viento corresponden a las componentes u y v a la altura de 950 m s.n.m., solo en aquellos casos en que $u \leq -5$ m/s. Las estrellas amarillas denotan el punto de grilla correspondiente a la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha. El área corresponde a A1 de la figura 2.3.	38
3.23. Como en la figura 3.22, pero para las 04 HL en a) y 08 HL en b), del día 25 de julio del 2018.	38
3.24. Estabilidad dinámica o número de Richardson en colores, calculado para las 00 y 04 HL del día 25/07/18 (panel a) y b), respectivamente). Los contornos grises indican las iséntropas cada $1^{\circ}C$. Los vectores negros corresponden a las componentes (u,w) del viento. Los contornos blancos muestran donde $Ri = 0.25$. Los contornos rosados dan cuenta del tope y base de la capa de flujo intenso del este. El contorno celeste indica el tope de la poza fría. Las líneas discontinuas denotan la ubicación de las estaciones A, O, la constricción topográfica (CT) y la estación M, de derecha a izquierda. Los círculos rojos se usan para indicar solo a las estaciones meteorológicas.	39
3.25. Evolución en el tiempo (eje de las abscisas) de la altura [m] de la iséntropa $21^{\circ}C$ s.n.s.. Los contornos se muestran cada 5 m hasta los 30 m de altura, y luego cada 10 m. El contorno verde marca la isotaca del viento zonal de -5 m/s, a 10 m s.n.s.. La línea segmentada indica el eje donde se encuentran las estaciones Almenar y Manzano. Las cruces blancas muestran las horas correspondientes a los gráficos de las figuras 3.22 y 3.23, respectivamente. El corte latitudinal corresponde a la transecta T3 de la figura 2.3.	40
3.26. Variables usadas para el cálculo del número de Froude de la hora de inicio del evento. El panel superior corresponde a la transecta T1', graficada en la vertical hasta los 2.2 km de altura. Los contornos rosados denotan las iséntropas escogidas como tope y base de la capa de viento intenso del este. El panel inferior muestra los valores de espesor de la capa de interés en rojo, y de u promedio en la misma, a lo largo del cajón. Ambos paneles coinciden en el eje de las abscisas.	42
3.27. Como en la figura 3.26, pero para la hora de mayor intensidad del evento.	43
3.28. Como en la figura 3.26, pero para la hora finalización del evento.	43
3.29. Cálculo del número de Froude interno a lo largo del cajón del Maipo a la hora de inicio (rosado), de máxima intensidad del evento (morado) y de finalización (rojo) del mismo.	44
3.30. Corte a través de las transectas T2 de la figura 2.3 (paneles ordenados de este a oeste) a las 09 HL del día 25 de julio del 2018, donde en colores se muestra u y en contornos grises la temperatura potencial. Las curvas rosadas representan las iséntropas escogidas para comprender la capa de flujo intenso del este.	45

3.31.	Serie de tiempo de las variables principales utilizadas en el cálculo del flujo másico (D) del viento Raco durante el evento estudiado: área en panel a) y promedio de u en el panel b). D se muestra en el panel c). El cálculo se realizó para 4 zonas dentro del cajón del Maipo: Manzano (curva roja), CT (curva morada), Obra (curva amarilla) y Almenar (curva verde).	46
3.32.	Promedio entre las 20.00 HL del 24/07/18 y las 00.00 HL del 25/07/18. Representa el inicio del evento, cuando este aun no alcanza su mayor intensidad. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Los contornos se muestran cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$	48
3.33.	Promedio entre 06.00 y 10.00 HL del día 25/07/18. Representa al momento de mayor intensidad del evento, cuando además su ubicación es cercana a la salida del cajón. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Los contornos se muestran cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$	49
3.34.	Valor de la ecuación de Bernoulli (ecuación 2.8), denotado como B , siguiendo la transecta T1' (figura 2.3), para el promedio de las 5 horas iniciales del evento (panel a), proveniente de la figura 3.32, y para el promedio de las 5 horas de mayor intensidad (panel b), proveniente de la figura 3.33. La energía cinética (curva segmentada) se denota como cin, y la potencial (curva punteada), como pot. Las líneas segmentadas verticales indican la ubicación de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, además de la constricción topográfica (CT). . . .	50
4.1.	Diagrama de dispersión del valor de u mínimo [m/s] alcanzado a 10 m s.n.s. (eje de las ordenadas) a lo largo del cajón, respecto a la distancia [km] de la estación Manzano a la cual se desarrolla este u mínimo, para todas las horas del evento bajo estudio. Los colores indican la diferencia de altura [km] de la iséntropa escogida para determinar el tope de la capa de flujo del este intenso, entre Manzano y la locación donde se desarrolla el valor de u mínimo. Los valores encerrados en óvalos corresponden al periodo de tiempo entre el las 20 HL del 25 de julio y las 13 HL del 25 de julio.	53
4.2.	Promedio entre las 20.00 HL del 24/07/18 y las 00.00 HL del 25/07/18. Representa el inicio del evento, cuando este aun no alcanza su mayor intensidad. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Se utilizó un valor de $\Delta\theta = 3^\circ\text{C}$ en la gravedad reducida.	55
4.3.	Promedio entre 06.00 y 10.00 HL del día 25/07/18. Representa al momento de mayor intensidad del evento, cuando además su ubicación es cercana a la salida del cajón. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Se utilizó un valor de $\Delta\theta = 3^\circ\text{C}$ en la gravedad reducida.	56
4.4.	Valor de la ecuación de conservación de energía siguiendo la transecta T1', obtenido de la figura 4.2 (panel a) y de la figura 4.3 (panel b). En ambos paneles, la curva segmentada representa a la energía potencial, la curva punteada a la cinética, y la curva continua a la suma de ambas. Las líneas segmentadas verticales denotan la ubicación de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, además de la constricción topográfica (CT).	58

1. Introducción

1.1. Antecedentes

La topografía compleja ofrece una variedad de efectos sobre el flujo atmosférico circundante, en diferentes escalas temporales y espaciales. La respuesta que el viento tiene al interactuar con montañas puede ser categorizada en dos tipos: aquellos generados por calentamiento horizontal diferenciado y flujos forzados por el terreno producto de la respuesta dinámica de la interacción entre la atmósfera y la orografía (Montecinos et al., 2017). Según Whiteman (2000), ambos tipos de vientos se desarrollan simultáneamente, en cierta medida, la mayor parte del tiempo. El primer tipo de flujos señalados suelen ocurrir bajo condiciones atmosféricas ideales (Zardi y Whiteman, 2013). Estos pueden ser vientos de ladera, valle o montaña-planicie. Cambian su dirección dos veces al día, dirigiéndose ladera o valle abajo durante la noche y ladera o valle arriba durante el día.

Por otra parte, los flujos forzados por el terreno pueden ser diversos. Entre ellos se puede mencionar el bloqueo mecánico, como ocurre con el prevaleciente viento del oeste en la tropósfera media al encontrarse con la Cordillera de los Andes (Garreaud, 2009). También existe el forzamiento dinámico de escalas más pequeñas, tales como vientos de pasos montañosos, ondas de montaña y saltos hidráulicos, entre otros (Wallace y Hobbs, 2006). Los mecanismos mencionados suelen utilizarse para explicar episodios de intensos vientos valle-abajo. Este tipo de fenómeno ocurre alrededor de todo el mundo, condicionada su existencia principalmente a la presencia de valles y montañas. En la región de los Alpes, son llamados Foehn. Debido al extenso y temprano trabajo realizado para estudiar el viento Foehn en los Alpes, se acuñó este nombre como término general para todos los vientos ladera-abajo cálidos y secos, aunque estos son también conocidos por diversos nombres locales (Brinkmann, 1971). Por ejemplo, en Canadá se conoce el viento Chinook, en Estados Unidos el Santa Ana, en Sudáfrica el viento Berg y en Argentina el Zonda. En Chile, la Cordillera de los Andes permite el desarrollo de vientos tipo Foehn en una extensa área geográfica. Así, se han identificado y estudiado hasta ahora 3 vientos locales distintos. A 30°S se conoce el Terral (Montes et al. (2016) y Arriagada (2019)), a los 33°S se identifica el viento Raco (Rutllant y Garreaud (2004), Castro (2018) y Muñoz et al. (2020)) y en la región comprendida entre los 35°S - 40°S se desarrolla el llamado viento Puelche (Paredes (2016), Montecinos et al. (2017) y Carrera (2021)).

El presente estudio, se enfoca en el Raco, un viento desarrollado en el Cajón del Maipo (figura 2.1), el cual es superficial, intenso, cálido y seco. Fluye hacia la salida del cajón, y

ocurre durante las noches y mañanas de invierno. El primer trabajo de investigación sobre este viento fue desarrollado por [Rutllant y Garreaud \(2004\)](#), y se enfocó principalmente en un análisis sinóptico de los eventos desarrollados en la estación de invierno de 4 años. A partir de episodios definidos por intensidad, dirección y horario de desarrollo en días consecutivos, encontraron dos configuraciones sinópticas típicas ante el desarrollo de viento Raco, los cuales se denominaron Grupo A y Grupo B. El Grupo A contiene al 80 % de los casos revisados. Este corresponde a condiciones post-frontales, con la presencia de un anticiclón migratorio en superficie cruzando la Cordillera de los Andes, y al norte de este, el desarrollo de una delgada franja de baja presión en la costa, ubicada a $\sim 30^\circ\text{S}$. En altura se tiene una pre-dorsal sobre Chile. Además se encontró en 1 de cada 5 eventos del Grupo A, la presencia de una baja segregada ubicada en el norte del país.

Al 20 % de eventos restantes se les denominó Grupo B, donde la configuración presentó condiciones pre-frontales. En ella se tiene un anticiclón migratorio sobre Argentina, entre los 35°S - 40°S y una baja presión en latitudes medias, ubicada levemente hacia el norte del corredor de tormentas, frente a las costas del país. Además existe una pre-vaguada en altura, sobre Chile. Debido a que las configuraciones sinópticas mencionadas implican en su mayoría desarrollo de viento del oeste en la cumbre de los Andes a esta latitud (~ 5 km), los investigadores concluyeron que el viento Raco correspondería principalmente a un viento valle-abajo barlovento o al denominado “Foehn somero”. A partir de perfiles verticales tomados durante el desarrollo de Raco, se observó la presencia de un chorro del este a 100-300 m s.n.s., el cual muestra ciclo diurno, debilitándose durante las tardes. Respecto a la poza fría nocturna, concluyeron que el viento Raco tendería a destruir la inversión superficial nocturna del cajón, al mezclar aire cálido y seco proveniente desde altura. No obstante, este no sería capaz de barrer la poza fría del valle de Santiago.

[Castro \(2018\)](#) realizó su tesis para optar al grado de Magíster en Meteorología y Climatología, titulada “Modelación numérica de un evento de viento Raco en Chile central y su sensibilidad a la topografía”. Para esto, la autora realizó 11 simulaciones diferentes mediante el modelo atmosférico WRF, de un caso de viento Raco desarrollado entre el 16 y 26 de junio del 2002. En la simulación de control, en la cual se buscó recrear el evento nombrado, se encontró a 1400 m s.n.m. chorros del este saliendo tanto del Cajón del Maipo, como de los valles cordilleranos ubicados al sur y al norte del mismo. El resto de simulaciones se realizaron alterando la topografía del Cajón del Maipo de distinta forma en cada una. Así, se estudiaron los factores topográficos que incidirían en el desarrollo del Raco. A partir de la modificación de la topografía circundante a la estación Obra (figura 2.3), la autora observó cambios en el viento intenso superficial, dando a entender de esta forma la importancia de esta zona del cajón. En su trabajo, se dio mayor énfasis a la presencia del cerro Purgatorio, ubicado en la ladera sur de la porción mencionada del cajón. Respecto a la extensión del viento Raco hacia la salida del cajón, la autora postula la posibilidad de que la convergencia entre el aire cálido descendente, que constituiría al Raco, con la poza fría que intruye en el cajón desde el valle de Santiago, provocarían que el primero ascienda y se separe de la superficie.

Tiempo después, [Muñoz et al. \(2020\)](#) realizó una caracterización del Raco utilizando ~ 8 años de datos de la estación meteorológica Obra, ubicada en el cajón. Los investigadores definieron eventos a partir del cumplimiento de condiciones de dirección, intensidad y duración. Así, vieron que estos suelen iniciar durante la noche y mañana, tendiendo a finalizar entre las 09 y 13 HL, ausentándose típicamente durante la tarde. De esto, dedujeron que el

mecanismo de activación del viento Raco sería de escala sinóptica o meso-escala, no teniendo influencia sobre él el calentamiento diurno en el cajón. Esto último sí influiría en las horas típicas donde este se ve suprimido. Respecto a la temperatura y humedad, los saltos iniciales mostraron una correlación negativa de ~ 0.57 , indicando que en general un salto positivo de temperatura se ve acompañado de un salto negativo en la humedad. Además, estudiaron la característica episódica del viento Raco, donde se definieron episodios como noches consecutivas de desarrollo de 5 o más horas de Raco. A partir de esto, obtuvieron que se pueden desarrollar entre 5 y 6 episodios al mes en invierno, durando estos típicamente entre 1 y 2 días, y alcanzando un máximo de 7 días de duración. Sobre el desarrollo a lo largo del cajón, se contrastó la ocurrencia del viento en Obra con la estación Almenar, ubicada 3 km hacia la salida del mismo (figura 2.3). Se encontró que la intensidad y recurrencia es mayor en Obra. También se contrastó con Manzano, estación localizada 9 km hacia dentro del cajón. Se obtuvo que la señal del Raco se percibe a la par con Obra, aunque con menor notoriedad, dando a entender una progresión más gradual en el aumento de intensidad de los vientos en Manzano. También se compararon valores de temperatura potencial (θ) y humedad entre Manzano y Almenar, encontrando que θ es mayor y la humedad menor en Almenar, lo cual sugiere que las parcelas de aire superficiales en este punto del cajón provendrían de altura. Por otro lado, estudiaron el gradiente de presión a lo largo del mismo, encontrando anomalías de presión mayores que en Obra, a 12 km hacia dentro del cajón. Las diferencias de presión mayores se asociaron a valores altos en la intensidad del viento Raco, dando a entender el carácter no-geostrófico del mismo. Por otra parte, encontraron una tendencia a la ocurrencia de eventos ante una baja de presión a escala sinóptica, resultados que se encuentran en acuerdo con el trabajo realizado por [Rutllant y Garreaud \(2004\)](#). De esta forma, ambos gradientes de presión de distintas escalas podrían corresponder al forzamiento de los vientos del este en el cajón. Muñoz y colaboradores también revisaron la variabilidad diurna de la estructura vertical de la atmósfera a partir de radiosondeos en Almenar y Manzano, de un evento ocurrido entre el 22 y 26 de julio del 2018. Estos mostraron un chorro bien definido de unos 1000 m de espesor, a ~ 700 m s.n.s. en Almenar, con intensidad máxima de hasta 12 m/s. En el caso de Manzano, se observó uno o dos chorros de hasta 10 m/s, en una capa de cerca de 1500 m de espesor. Estos fueron más intensos durante la noche. Los autores señalan que el ocasional descenso de este chorro a superficie coincide con la ocurrencia de Raco, de forma que el rápido descenso a superficie del chorro del este correspondería al viento Raco observado.

El conocimiento actual existente sobre el viento Raco, revisado en los párrafos previos, corresponde principalmente a las condiciones y flujo de escala sinóptica que sostendría y desencadenaría al viento bajo estudio; análisis del ciclo diurno del chorro del este en altura; climatología de variables superficiales; estimación de la incidencia de la topografía tanto sobre el chorro en altura, como del viento intenso superficial. Sin embargo, aun quedan preguntas por responder, como cuál es el principal forzante del chorro en altura, y qué causa el descenso de este a superficie, generando así al viento Raco. En el trabajo revisado de [Muñoz et al. \(2020\)](#), los autores realizaron una discusión respecto a las preguntas ya planteadas, donde encontraron que los principales mecanismos sospechosos de formar parte del desarrollo de estos vientos serían el “*thermally driven valley exit jet*” y los “*gap winds*”. El primer mecanismo nombrado se traduce como “chorro termodinámico de salida de valle”. Este corresponde a un flujo valle-abajo intenso de bajo nivel, que se suele desarrollar en la zona de la salida de valles ([Whiteman, 2000](#)). [Chrust et al. \(2013\)](#) describe a estos vientos como

típicamente nocturnos, ya que son forzados por el enfriamiento diferenciado entre el valle y la planicie adyacente. Al ser de origen termodinámico, estos vientos suelen desarrollarse bajo condiciones atmosféricas ideales, es decir, bajo un forzamiento sinóptico débil. El segundo mecanismo mencionado se traduce como “viento de pasos montañosos”, y es más bien de origen dinámico. [Mayr et al. \(2007\)](#) describe a estos vientos como un flujo asimétrico a través de una constricción topográfica, ya sea lateral o vertical, forzada por gradientes de presión local o sinóptico, con una capa profunda y lenta flujo-arriba, y otra somera y rápida flujo-abajo de la constricción. La figura 1.1 muestra un esquema del mecanismo, donde un gradiente horizontal de presión fuerza al viento a pasar a través de una constricción lateral. A partir de este punto el flujo acelera (flecha roja), aun pasada la constricción. Es este último punto aquel que los autores catalogan como asimetría, debido a que el flujo no restaura su velocidad original una vez pasada la constricción. Esta misma razón invalida al efecto de Venturi como posible explicación del aumento de rapidez ([Mayr et al., 2007](#)).

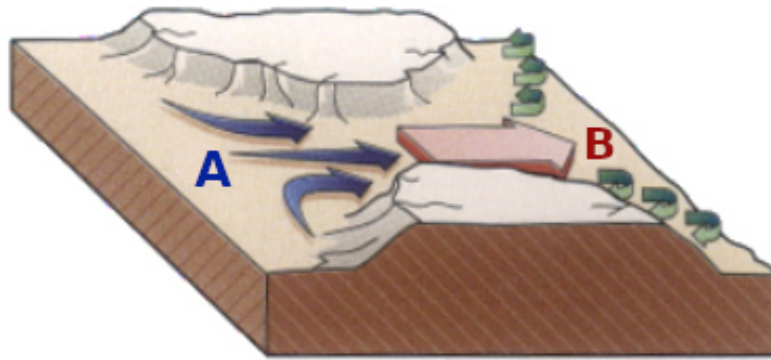


Figura 1.1 – Esquema de vientos de paso montañoso. Vientos (flechas azules) son forzados a pasar a través de una constricción lateral, debido al gradiente de presión ageostrófico paralelo al paso. El flujo acelera al pasar por la constricción (flecha roja) y puede continuar haciéndolo pasada esta. La A denota una zona de alta presión y la B, una de baja presión. Figura modificada de [Whiteman \(2000\)](#).

[Muñoz et al. \(2020\)](#) propuso inicialmente que el chorro en altura podría ser explicado como un chorro de salida de valle, teniendo en cuenta que este parece tener un ciclo diario, notorio especialmente en Manzano. Sin embargo, el hecho de que el chorro esté presente, aunque débil, durante el día, indicaría que el forzante no es únicamente de origen termodinámico, ya que durante las horas de sol se revierte el gradiente térmico planicie-cajón. Por otra parte, la amplitud térmica durante invierno es menor que en verano, por lo que se esperaría que el fenómeno ocurriera preferentemente en la estación contraria a la que sucede con mayor frecuencia. De esta forma, existe la posibilidad de que el chorro del este se vea forzado por el gradiente de presión de escala sinóptica, y en las noches, reforzado por el gradiente de origen termodinámico. Respecto a cómo este chorro desciende a superficie para transformarse en viento Raco, los autores propusieron el mecanismo de viento de paso montañoso como posible responsable. El Raco mostró una relación entre intensidad y el gradiente de presión local dentro del cajón, pero teniendo en cuenta que estos vientos inician durante la noche, sin una hora de preferencia, es difícil atribuirle como principal forzante el gradiente de presión local. De esta forma, el mecanismo de viento de paso montañoso podría estar forzado por el gradiente de presión de escala sinóptica.

El presente trabajo tiene como finalidad probar la teoría de que el mecanismo de paso montañoso sea aplicable para el viento Raco. El término *gap winds* fue acuñado desde al menos el trabajo de [Reed \(1931\)](#), quien realiza al final de su artículo una pequeña discusión respecto a la precisión de distintos términos usados hasta ese año. [Scorer \(1952\)](#) utiliza este mecanismo para estudiar vientos superficiales en el Estrecho de Gibraltar, a partir de un tratamiento hidráulico. Años más tarde, [Flamant et al. \(2002\)](#) reconoce el creciente consenso de la comunidad científica a analizar tormentas valle-abajo desde el marco de la teoría hidráulica. Esta se utiliza para el tratamiento de la dinámica que gobierna el rápido incremento en rapidez que ocurre cuando el agua que fluye sobre una roca en un río sufre una transición de velocidad relativamente lenta río-arriba, a una capa de flujo somera y rápida río-abajo ([Durrán, 2003](#)). Por lo tanto, para trabajar sobre el flujo de viento en la atmósfera, es necesario hacerlo con un análogo de la teoría hidráulica aplicada a flujos de agua. [Durrán \(2003\)](#) advierte que al aplicar esta teoría en la atmósfera, es mejor hacerlo desde un punto de vista cualitativo y no cuantitativo, ya que este último se ve obstaculizado por la dificultad de definir un número de Froude dinámicamente significativo en un flujo continuamente estratificado y sin límite vertical. Actualmente existen una serie de trabajos que tratan los vientos de paso montañoso a partir de teoría hidráulica en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, para una atmósfera continuamente estratificada. Para esto, una serie de condiciones deben cumplirse. Como ya se mencionó, el flujo debe ser asimétrico, donde la transición ocurre aproximadamente en la constricción topográfica, pasando de subcrítico flujo-arriba a supercrítico flujo-abajo ([Pan y Smith, 1999](#)). [Armí y Mayr \(2007\)](#) menciona una característica de los flujos continuamente estratificados, donde estos involucran capas estancadas que pueden localizarse sobre y bajo la capa de interés. Por otra parte, [Flamant et al. \(2002\)](#) menciona la importancia de que la capa de flujo intenso (río-abajo de la constricción) sea somera y relativamente estable, además de la presencia de una inversión de temperatura pronunciada que se encuentre en el tope de la capa, al menos para identificar los flujos como *gap winds*. Sin embargo, [Durrán \(2003\)](#) también menciona la posibilidad de que la inversión de temperatura sea imperceptible. Finalmente, para que la teoría hidráulica empleada a vientos de paso montañoso aplique, se deben cumplir dos leyes de conservación: del flujo másico y de energía. Esta última corresponde a la ecuación de Bernoulli. Ambas leyes (ecuaciones en capítulo 2.4.5) deben conservarse para la capa de flujo de interés, tanto río-arriba y abajo de la constricción topográfica bajo estudio. Respecto a la energía, se espera que esta se conserve manteniendo un equilibrio entre la energía cinética y potencial, siendo la primera alta y la segunda baja, río-arriba de la constricción, invirtiéndose los papeles río-abajo. En algunos casos, se observa además la presencia de un salto hidráulico río-abajo de la constricción topográfica, de forma que se disipe algo de energía y la capa de interés se adapte al flujo circundante ([Mayr et al., 2007](#)).

1.2. Objetivos

El principal objetivo de este trabajo, es probar si el viento intenso superficial, denominado Raco, corresponda al mecanismo de viento de paso montañoso o *gap wind*. Para esto, se aplicó la teoría hidráulica en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, basándose en los cálculos realizados por [Flamant et al. \(2002\)](#). Se aplicó sobre un evento desarrollado entre los días 24 y 26 de julio del año 2018, para lo cual se realizó una simulación en WRF.

1.2.1. Objetivos específicos

- Simular el evento de viento Raco del 25 de julio del 2018, utilizando el modelo atmosférico WRF.
- Validar la simulación realizada y proponer mejoras del desempeño de la misma.
- Analizar las características generales del evento simulado, a partir de las salidas del modelo.
- Estudiar la interacción entre el flujo desarrollado y la poza fría nocturna desarrollada en el valle de Santiago.
- Examinar la aplicación del modelo hidráulico para explicar el desarrollo de viento Raco.

2. Datos y metodología

Como se mencionó en el capítulo anterior, el presente estudio se centra en el evento de viento Raco desarrollado en el Cajón del Maipo entre los días 24 y 26 de julio del 2018. Este fue registrado por tres estaciones meteorológicas instaladas en el cajón: Almenar, Obra y Manzano.

2.1. Zona de estudio

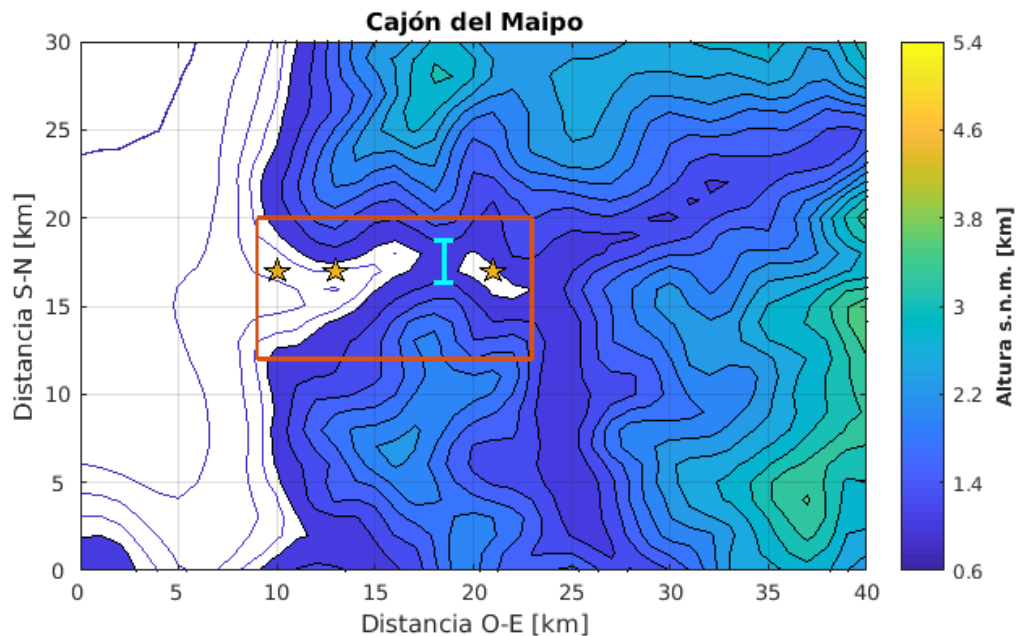


Figura 2.1 – Topografía [km] del Cajón del Maipo. Los datos provienen de las salidas del modelo WRF (dominio 4) de la simulación del evento de viento Raco del 2018. Los contornos sin colorear inician a los 0.6 km, y se muestran cada 0.1 km. Los contornos coloreados se muestran cada 0.25 km, desde el primer kilómetro de altura s.n.m.. El rectángulo rojo denota la zona de salida, y de principal interés para este estudio, del Cajón del Maipo. Las estrellas marcan la ubicación aproximada en el dominio de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha, respectivamente. La marca celeste denota la ubicación de la constricción topográfica.

El corredor de salida del Cajón del Maipo, corresponde a un estrecho valle que nace de la Cordillera de los Andes, a partir de la convergencia de dos valles internos, y se ubica en la región Metropolitana, Chile, centrado alrededor de los $33.6^{\circ}S$. Este se extiende unos 15 km desde el valle de Santiago hacia la cordillera, punto donde se divide en dos: un valle con

dirección NE, el cual es atravesado por el río Colorado; y otro con dirección S-SE, atravesado por el río Maipo, el cual luego continúa su trayectoria a través del cajón de salida. La figura 2.1 muestra la topografía de la zona recién indicada, donde el rectángulo rojo denota el área de principal interés para el presente estudio, donde se desarrolla el viento Raco. El cajón de salida presenta en su extensión diversos cambios de orientación. La porción de la entrada (porción oeste), se dirige principalmente de SO a NE durante los primeros 5 kilómetros. Ahí se ubican las estaciones Almenar y Obra. Además, la entrada parte a unos 800 m s.n.m. y posee un ancho de ~ 7 km, lo cual disminuye hacia el este. De esta forma se llega a una porción del cajón relativamente zonal de ~ 5 km de largo, donde además se ubica una constricción topográfica (CT), donde el cajón no solo se estrecha (~ 3 km de ancho), sino que además el suelo aumenta su altura unos 150 m respecto al suelo justo al oeste y al este. Esta zona se ubica entre las estaciones Obra y Manzano. Luego, adentrándose más en el cajón, este se ensancha unos 2 km respecto a la CT y comienza a tomar una orientación NO-SE donde se ubica la estación Manzano. Respecto a la elevación de la topografía, el suelo del cajón varía en altura entre unos 800-1100 m s.n.m.. La ladera sur posee altura máxima de hasta unos 2000 m s.n.m., y la ladera norte supera los 2500 m s.n.m.. Los dos valles que convergen cerca de Manzano, se encuentran separados por topografía abrupta, con alturas cercanas a los 4000 m s.n.m..

2.2. Modelo atmosférico

El modelo *Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF-ARW)*, es un sistema de modelación atmosférica de mesoescala, diseñado tanto para investigación, como para predicción numérica (Skamarock et al., 2019). En el presente estudio se utilizó la versión 4.0 del modelo. Las condiciones iniciales y de borde utilizadas corresponden a los datos grillados NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis, con resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Este producto es preparado operacionalmente cada 6 horas a partir de la 00 UTC y corresponde a una asimilación de datos observacionales del *Global Telecommunications System (GTS)* y otras fuentes (National Centers for Environmental Prediction, 2000). Tanto la resolución vertical como el tipo de coordenada usada para esta, depende de la variable a revisar del conjunto de datos.

Dominio	Resolución horizontal [km]		Número de puntos de grilla		
	dx	dy	e_we	e_sn	e_vert
1		27	123	115	32
2		9	196	187	32
3		3	289	280	32
4		1	76	82	32

Tabla 2.1 – Características de la simulación realizada. La primera columna indica el dominio al cual corresponde cada una; dx y dy representan la resolución horizontal zonal y meridional, respectivamente; e_we y e_sn corresponden a la cantidad de puntos de grilla zonal y meridional más uno, respectivamente, y e_vert corresponde a los puntos de grilla presentes en la vertical.

Para estudiar el evento escogido, se decidió simular desde el día 21 a las 08 HL, hasta el día 26 de julio a las 20 HL. De esta forma el modelo tendría suficiente tiempo para estabilizarse previo al día 25. Se simularon cuatro dominios (figura 2.2). El dominio padre

se encuentra centrado en $34^{\circ}S - 75^{\circ}O$ y posee una resolución espacial de 27 km, teniendo una relación de 1:3 con los dominios anidados (tabla 2.1). El cuarto dominio se ubicó en la región metropolitana, centrado en la locación del Cajón del Maipo (figura 2.3). Este posee un resolución horizontal de 1x1 km, comprendiendo 82 puntos de grilla en el eje meridional y 76 en el eje zonal. Respecto a la vertical, se usaron coordenadas híbridas, con un tope de 50 hPa y un total de 32 niveles. De esta forma, existen 8 niveles bajo los primeros 1000 m s.n.s., encontrándose el primer nivel a aproximadamente 25 m s.n.s.. La resolución temporal dada para de las salidas del modelo fue de una hora. Cabe destacar que el dominio de interés (dominio 4) comprende principalmente al cajón, debido a la resolución que posee y al tipo de topografía sobre la cual se simula. Por otra parte, se quitó la variable de nieve previo a correr la simulación, de forma que esta no pudiese influenciar negativamente en los ciclos diurnos de temperatura cercana a la superficie dentro del cajón.

Por último, la tabla 2.2 resume alguna de las configuraciones utilizadas en los cuatro dominios, donde todas menos la última fila corresponden a parametrizaciones físicas.

Configuración simulación	Esquema
Microfísica	Kessler
Cúmulus	Kain-Fritsch
Radiación de onda larga	RRTM
Radiación de onda corta	Dudhia
Capa superficial	Revised MM5 Monin-Obukhov
Superficie tierra/agua	Thermal Diffusion
Capa límite	YSU
Uso de suelo	24-category USGS

Tabla 2.2 – Parametrizaciones físicas utilizadas en los 4 dominios de la simulación realizada en WRF, a excepción de la parametrización de cúmulos, que se ocupa solo en los dominios 1 y 2.

2.3. Datos

Para los diversos análisis realizados en este estudio, se utilizaron tanto datos observados como salidas del modelo atmosférico WRF. A continuación, se describen los datos de las 3 fuentes distintas que se usaron.

Estaciones Meteorológicas

Se contó con datos observados por las estaciones meteorológicas Almenar, Obra, y Manzano, con una resolución temporal de 5 minutos. En la figura 2.3 las estrellas denotan, de izquierda a derecha, la locación aproximada en el dominio 4. Para determinar esta locación, se buscó el punto de grilla del dominio 4 más cercano a la ubicación real de las estaciones. Las variables utilizadas fueron humedad relativa, temperatura (T), presión y velocidad y dirección del viento. A partir de estas se derivaron las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento, además de la razón de mezcla de vapor de agua (q). El cuadro 2.3 muestra las principales características de las estaciones empleadas.

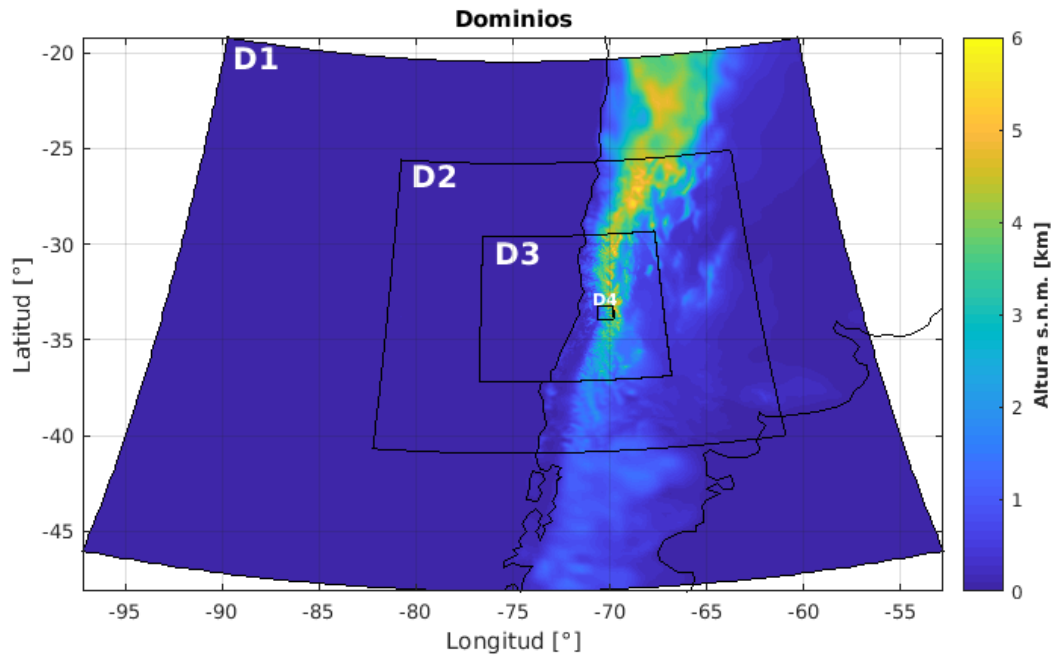


Figura 2.2 – Altura de la topografía s.n.m. de los distintos dominios usados en la simulación del evento de viento Raco.

Estación	Ubicación	Altura (s.n.m.)	VARIABLES (altura s.n.s.)
Almenar	33.59398°S 70.51448°O	793 m	Velocidad y dirección del viento (6 m), Temperatura y humedad relativa (2 m), y Presión atmosférica (1 m)
Obra	33.5914°S 70.4853°O	800 m	Velocidad y dirección del viento (4 m), Temperatura y humedad relativa (3 m), y Presión atmosférica (1 m)
Manzano	33.5861°S 70.3911°O	907 m	Velocidad y dirección del viento (10 m), Temperatura y humedad relativa (2 m), y Presión atmosférica (1 m)

Tabla 2.3 – Información de las estaciones meteorológicas ubicadas en el Cajón del Maipo, que son de interés para este informe. En la última columna se muestran solo las variables que se utilizarán en este trabajo.

Radiosondeos

También se utilizó la información obtenida por los radiosondeos lanzados cada 6 horas durante la campaña de mediciones realizada entre los días 22-26 de julio del 2018, tanto en Almenar como en Manzano. Además, se cuenta con lanzamientos extra de globos radisonda cuando había presencia de viento Raco en superficie. Las variables usadas fueron temperatura potencial (θ), q , u y v . A partir de las componentes del viento se calculó la dirección y velocidad del mismo.

Salidas de WRF

Por último, se contó con las salidas de la simulación del evento, correspondientes al dominio 4. Estas corresponden a campos 3D, cuya resolución temporal es de 1 hora. La resolución espacial es de 1x1 km en la horizontal y se cuenta con 32 niveles en la vertical, además de variables superficiales y cercanas a superficie, como en el caso de T y q a 2 m s.n.s., y u y v a 10 m s.n.s.. A partir de las salidas de WRF se derivaron y/o calcularon las siguientes variables: q , T , θ , u , v , w , y la magnitud y dirección del viento. Debido a que las coordenadas verticales siguen a la altura del terreno, es decir, se miden sobre el nivel del suelo, los puntos de grilla verticales no se ubican a igual altura respecto al nivel del mar. Por esto, se recurrió a la interpolación vertical de las componentes del viento para graficar vectores del mismo. Por otra parte, se decidió trabajar con tres estaciones meteorológicas ubicadas en el Cajón del Maipo, para lo cual se buscaron los puntos de grilla más cercanos a la ubicación real de las estaciones usadas.

2.4. Diagnóstico del modelo

Debido a que el evento simulado dura 35 horas, se muestran figuras del inicio (24/07/18 20.00 HL), hora de máxima intensidad (25/07/18 09.00 HL) y hora de finalización (26/07/18 06.00 HL) del mismo. Además, para otros análisis se realizaron promedios de 5 horas, teniendo así un total de 7 promedios para el evento completo.

2.4.1. Descripción del caso

Lo primero que se hizo, fue describir al evento ocurrido a partir de las observaciones obtenidas por las tres estaciones meteorológicas mencionadas anteriormente. Para esto se utilizó una serie de tiempo de u , T y q entre los días 21 y 26 de julio. Para tener una idea de las condiciones en altura, se revisó el trabajo realizado por [Muñoz et al. \(2020\)](#), quien analizó los datos de radiosondeos lanzados durante la campaña de mediciones realizada en el evento de Raco estudiado. Además se revisó la configuración sinóptica de la atmósfera a las 20 HL del día 24 de julio, a partir de los datos utilizados como condiciones de inicio y borde en la simulación realizada. De esta forma, se obtiene una idea del evento ocurrido, para luego poder compararlo con la simulación.

2.4.2. Validación

Al utilizar modelos para recrear eventos observados, es necesario evaluar el nivel de precisión con el cual la configuración escogida representa el estado de la atmósfera en el momento simulado. Para esto, se utilizaron los datos observados en las estaciones meteorológicas Manzano, Obra y Almenar, descritas en el capítulo 2.3. Además se utilizaron los perfiles verticales obtenidos a partir de lanzamiento de radiosondas en Manzano y Almenar. El análisis se centró en las variables de viento, temperatura y temperatura potencial.

En primer lugar se revisaron las variables superficiales. Se construyeron series de tiempo de u y T a partir de los datos observados, promediados cada una hora, y las salidas del modelo. Además se realizaron una serie de cálculos que ayudasen a dilucidar la magnitud y fuente de las principales diferencias presentes en la simulación. Se calculó el error cuadrático medio

(MSE) desglosado en 3 partes de acuerdo al origen de la diferencia (Wilks (2011), Paredes (2016)):

$$MSE = (\bar{m} - \bar{o})^2 + (s_m - s_o)^2 + 2s_ms_o[1 - r_{mo}] \quad (2.1)$$

donde m representa a las salidas del modelo, o a las observaciones, s_m y s_o , a la desviación estándar de las salidas y observaciones, respectivamente, y r_{mo} , a la correlación entre ambos set de datos. El primer término a la derecha de la igualdad de la ecuación 2.1 corresponde al error asociado a la media (EM), el segundo, al error asociado a la desviación estándar (ED) y el tercero, al error de fase (EF). Además se calculó el sesgo o error medio porcentual, métrica utilizada por Christakis et al. (2014) en su trabajo de estimación del desempeño de WRF sobre topografía compleja, con la finalidad de evaluar el nivel de sobreestimación general de la simulación respecto a las observaciones:

$$sesgo = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i) \quad (2.2)$$

$$sesgo\ porcentual = \frac{sesgo}{\bar{o}} 100 \quad (2.3)$$

donde N corresponde al total de registros (horas) de los datos usados en el cálculo. Solo se consideró la serie de tiempo a partir del día 22, ya que las primeras horas de las salidas de la simulación no son de fiar, teniendo en cuenta que el modelo requiere de tiempo para estabilizarse.

En segundo lugar, se analizaron las variables en altura. Para esto se realizó una comparación visual de la evolución temporal de perfiles verticales de u en Manzano y Almenar, construida en el caso de las observaciones a partir de radiosondeos. Además se revisaron en detalle perfiles verticales de la rapidez y dirección del viento, además de θ , a las 09 HL del día 25 de julio, momento de mayor intensidad del viento Raco en superficie según la simulación. Por último, se calculó el número de Richardson tanto a partir de las salidas del modelo como de las observaciones hasta los 2.3 km s.n.m. en Almenar, nuevamente a las 09 HL. Para esto, se extrajo de los datos de radiosondeo los valores medidos a la misma altura que los niveles verticales de la simulación en Almenar. La finalidad del cálculo fue dilucidar cómo la simulación representó la estabilidad dinámica durante el evento.

$$Ri = \frac{g}{\langle T_v \rangle} \frac{\Delta\theta_v \Delta z}{[(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2]} \quad (2.4)$$

Como se mencionó previamente, luego de la validación de los resultados de la simulación del evento de viento Raco, todos los análisis llevados a cabo se realizaron a partir de las salidas del modelo.

2.4.3. Caso de estudio

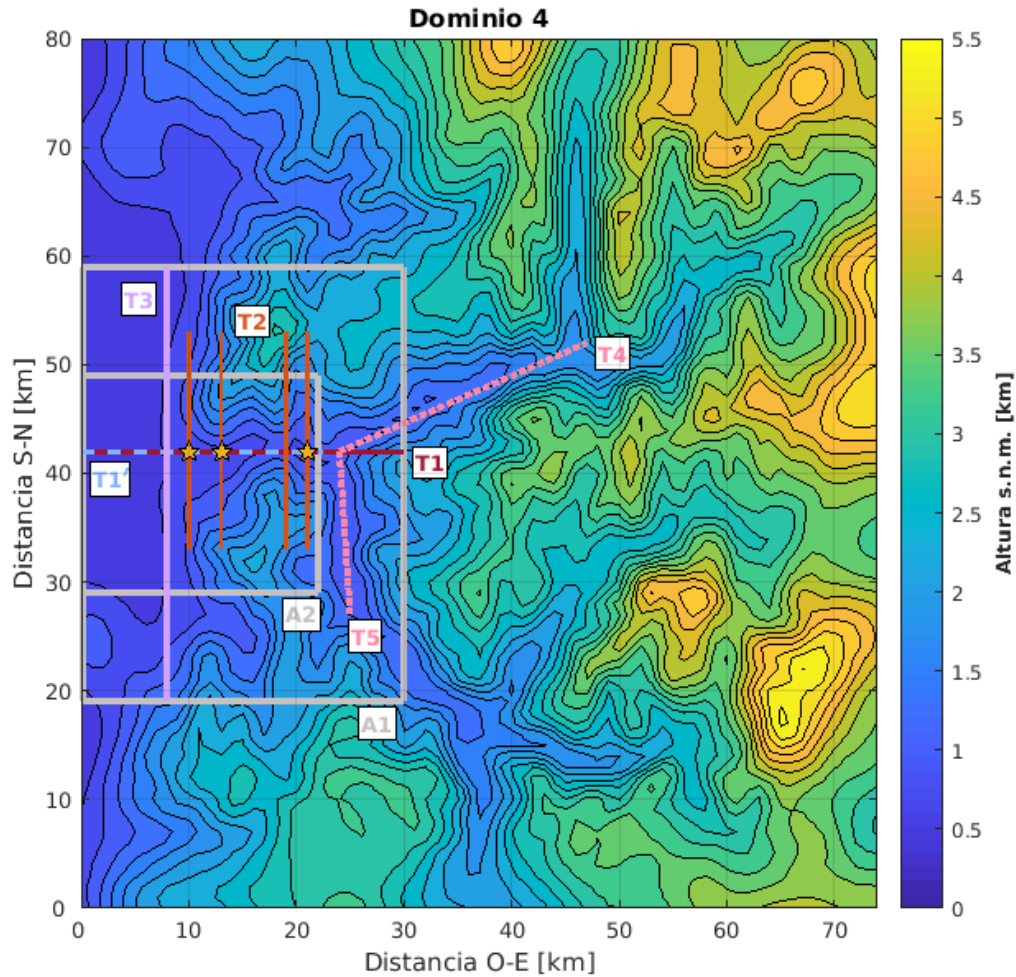


Figura 2.3 – Topografía [km] del dominio 4 de la simulación del evento de viento Raco del 2018. Los contornos coloreados se muestran cada 0.25 km. Las rectas y cuadros denotan los cortes realizados en las distintas figuras del capítulo de resultados. Las estrellas marcan la ubicación aproximada en el dominio de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha.

En este capítulo se examinaron las características principales del evento simulado. Esto se realizó a partir de cortes transversales, donde el eje de las ordenadas corresponde a altura. Los cortes de esta parte del análisis se indican en la figura 2.3. Las variables estudiadas fueron principalmente u , v , w y θ y se analizaron principalmente hasta los 3000 m s.n.m.. Las transectas T1 y T1' (rectas burdeo y celeste segmentada, respectivamente) se usaron para estudiar al viento Raco zonalmente, ya que coinciden con la ubicación aproximada en la simulación de las tres estaciones meteorológicas utilizadas en el presente estudio. Las transectas T2 (rectas rojas) se utilizaron para los cortes meridionales. Estas permiten conocer la capa de viento Raco a lo ancho del cajón, en distintos puntos del flujo, tanto río-arriba, como río-abajo de la constricción topográfica. También se revisaron cortes horizontales de u a 10 m s.n.s., del área denotada como A2. Para localizar el viento Raco, se utilizó un umbral de $u < -5$ m/s. Además, mediante las transectas T4 y T5 (rectas punteadas rojo claro) se revisaron los vientos en los valles que convergen sobre el Cajón del Maipo, teniendo en

cuenta que se estima que el viento Raco podría provenir de estos valles. Debido a que la orientación de estos no es estrictamente zonal/meridional, se revisaron gráficos del viento proyectado sobre la dirección de cada transecta y se comparó con gráficos de la componente zonal y meridional en el caso de la transecta T4 y T5, respectivamente. Sin embargo, al contrastar la información dada por las figuras comparadas, se encontró que esta no cambia sustancialmente, por lo que se prefirió usar las componentes del viento mencionadas, sin ser alteradas. La principal diferencia fue que al proyectar el viento, la intensidad del viento disminuía levemente. También cabe destacar que la distancia cero en ambas figuras corresponde a donde ambas transectas convergen.

Por otra parte, se analizó la estabilidad tanto estática como dinámica de la atmósfera, utilizando los valores de temperatura dados por los niveles verticales de las salidas de WRF. La primera se llevó a cabo examinando $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$, asumiendo una atmósfera no-saturada. Así, en caso de que el resultado sea mayor a cero, se tienen condiciones estáticamente estables, en caso de ser menor a cero las condiciones son estáticamente inestables, y cercano a cero, estáticamente neutras. Se destaca que este análisis es local. Para estudiar la estabilidad dinámica se utilizó el cálculo de número de Richardson (2.4) realizado para la validación de las salidas del modelo.

2.4.4. Interacción con la poza fría

Para el estudio de la interacción del viento Raco con la poza fría nocturna, se escogió la iséntropa $21^{\circ}C$ para que representase el tope de la misma. Esta se escogió a partir de examinación visual de la figura 3.12. Así, se generaron cortes horizontales del área A1 de la figura 2.3, que muestran la altura de la iséntropa escogida, en metros, sobre el nivel del mar. Se mostraron distintas horas de la primera mitad del evento, de forma que se pudiese dar cuenta de la evolución de la interacción del viento Raco con la poza fría. Se escogió la primera mitad (centrada en la madrugada del día 25) debido a que durante esta, el evento tuvo mayor intensidad. La desaparición de la poza fría se analizó a partir de la estabilidad dinámica de la capa superficial.

Además se revisó la evolución temporal de la iséntropa $21^{\circ}C$ a partir del corte meridional T3 (figura 2.3), entre los días 24 y 26 de julio del 2018.

2.4.5. Análisis hidráulico

Se aplicó la teoría hidráulica en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida. Para esto, se utilizaron las ecuaciones descritas en el trabajo de Flamant et al. (2002), tanto para el número de Froude interno, como para la conservación del flujo másico y de energía. Se decidió tratar al viento Raco como capa, definiéndola a partir de iséntropas que delimitasen tanto el tope como la base de la capa de viento del este intenso. Se escogieron las iséntropas a partir de examinación visual de cortes zonales de u a través de la transecta T1, de las 35 horas que duró el evento. Debido al calentamiento diurno que experimenta la capa límite durante el día 25, fue necesario escoger valores para cada hora del evento. Estos se muestran en la figura 2.4. La figura 2.5 muestra como ejemplo secciones transversales zonales de la hora de inicio, máxima intensidad y finalización del evento. La figura 3.30 muestra secciones transversales meridionales a las 09 HL del día 25 de julio. Ambos ejemplos muestran en contornos rosados las iséntropas que denotan la base y tope de la capa de Raco.

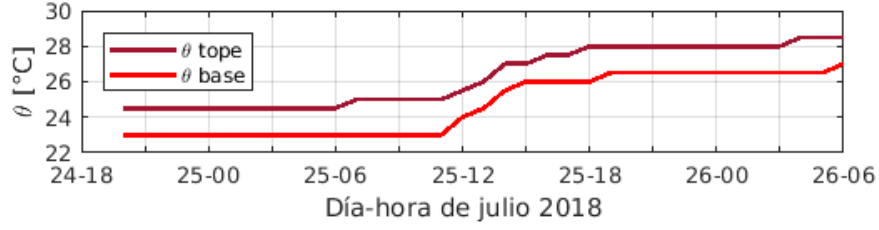


Figura 2.4 – Serie de tiempo de las iséntropas usadas para determinar el tope (curva burdeo) y base (curva roja) de la capa de flujo intenso del este.

En primer lugar se calculó el número de Froude, a partir de la siguiente ecuación:

$$F_i^2 = \frac{U^2}{g'h} \quad (2.5)$$

donde $U = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2}$ corresponde a la rapidez del flujo, h al espesor de la capa de interés, y $g' = g \frac{\Delta\theta}{\theta_0}$ a la gravedad reducida, donde θ_0 representa al valor promedio de la capa y $\Delta\theta$ al incremento de temperatura en la inversión térmica sobre la capa de viento Raco. Más adelante se verá que en la simulación del caso estudiado no se percibe una capa de inversión térmica, por lo que se decidió usar la siguiente aproximación:

$$\Delta\theta = \frac{\theta_{top} - \theta_{sup}}{2} \quad (2.6)$$

En ella se asume que la capa de viento Raco se encuentra bien mezclada, con un valor de θ correspondiente al promedio del valor real de la capa estratificada. El salto de temperatura que se espera que ocurre sobre la capa de interés se calcularía como la diferencia entre el valor de θ en el tope menos el promedio del valor de la capa. Luego se continuó con el análisis de la conservación del flujo másico y de la energía. En el caso del flujo másico, la ecuación corresponde a:

$$D = S\mathbf{U} \cdot \mathbf{n} \quad (2.7)$$

donde S representa a la sección transversal al cajón que es ocupada por la capa de viento Raco. Por simplicidad, el cómputo se realizó para las 4 secciones meridionales T2 indicadas en la figura 2.3, para las 35 horas de evento. \mathbf{n} es un vector perpendicular a S que apunta en dirección valle-abajo. Debido al producto escalar entre \mathbf{U} y \mathbf{n} , solo la componente horizontal del viento debiese ser utilizada para el cálculo, sin embargo, como la sección S se computó a partir de cortes meridionales, solo la componente zonal del viento se tomó en cuenta. Aunque el Cajón del Maipo no posea una orientación estrictamente zonal, la magnitud de la componente meridional del viento se consideró suficientemente baja como para poder omitirla en el cálculo, sin que esto afecte mayormente el resultado.

Por último, se calculó la energía de la capa de viento Raco a partir de la siguiente ecuación:

$$B = \frac{1}{2}U^2 + g'z \quad (2.8)$$

donde z corresponde a la altura del tope de la capa de viento Raco, respecto al nivel del mar. U y g' ya fueron descritos anteriormente. El primer término a la derecha de la igualdad corresponde a la energía cinética y el segundo a la energía potencial, de la capa de interés. Este cálculo se realizó para todas las horas del evento, promediando posteriormente los resultados cada 5 horas, y mostrando finalmente dos de estos promedios. Se escogieron aquellos que representasen mejor al evento en general.

Para determinar si la energía se conserva a lo largo del cajón, se revisó la fluctuación a través de la transecta T1' (figura 2.3) como porcentaje respecto al valor máximo alcanzado en la misma.

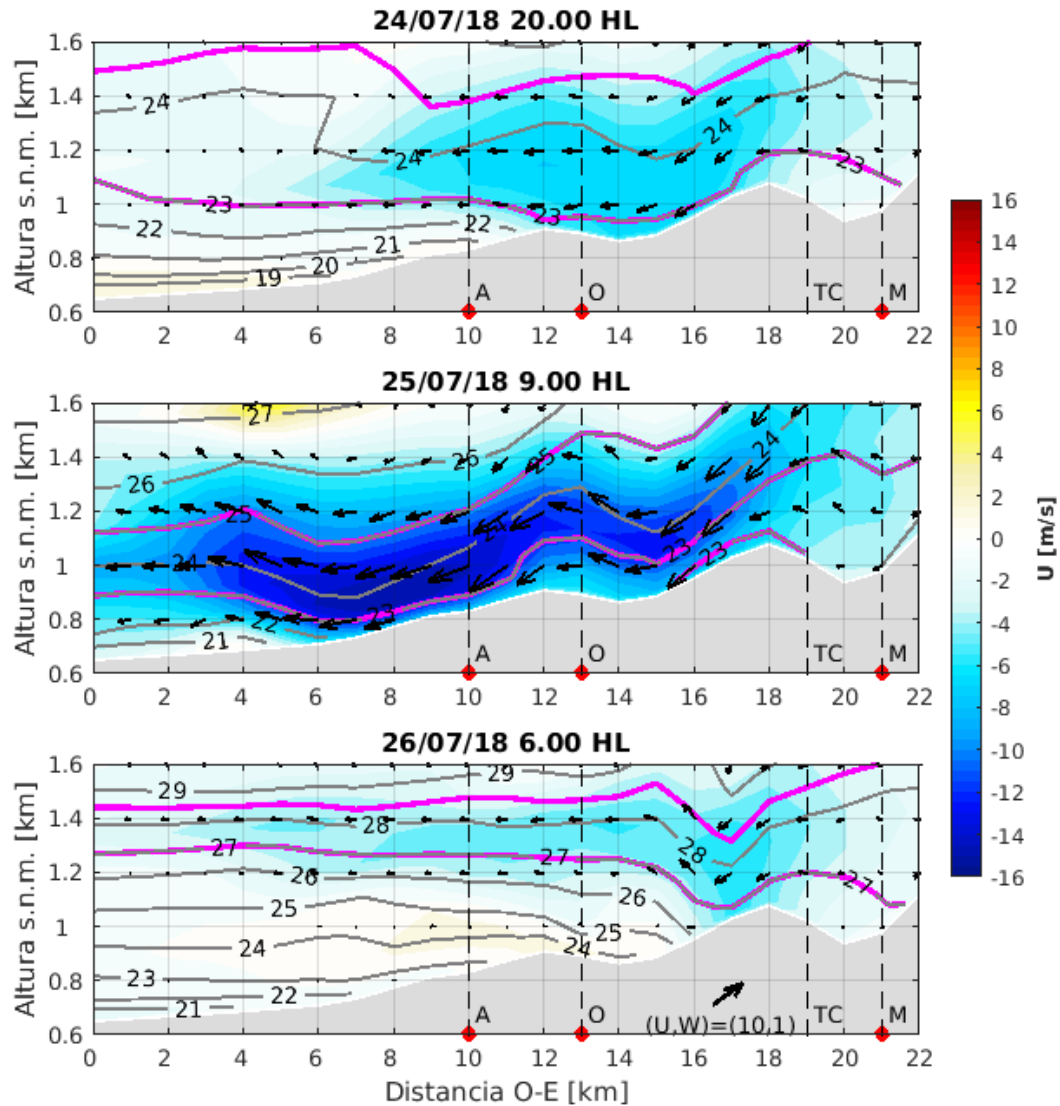


Figura 2.5 – Corte a través de la transecta T1', donde en colores se muestra u , en contornos grises, la temperatura potencial, y los vectores representan a las componentes u y w del viento. Las curvas rosadas representan las iséntropas escogidas para delimitar la capa de flujo intenso del este. Los paneles a), b) y c) corresponden al inicio, hora de máxima intensidad de u y finalización del evento, respectivamente.

3. Resultados

3.1. Descripción del caso

Como se ha mencionado previamente, el presente estudio se enfoca en el caso o evento de viento Raco desarrollado entre los días 25 y 26 de julio del año 2018, en el Cajón del Maipo. Este fue registrado por tres estaciones meteorológicas: Almenar, Obra y Manzano (figura 2.1).

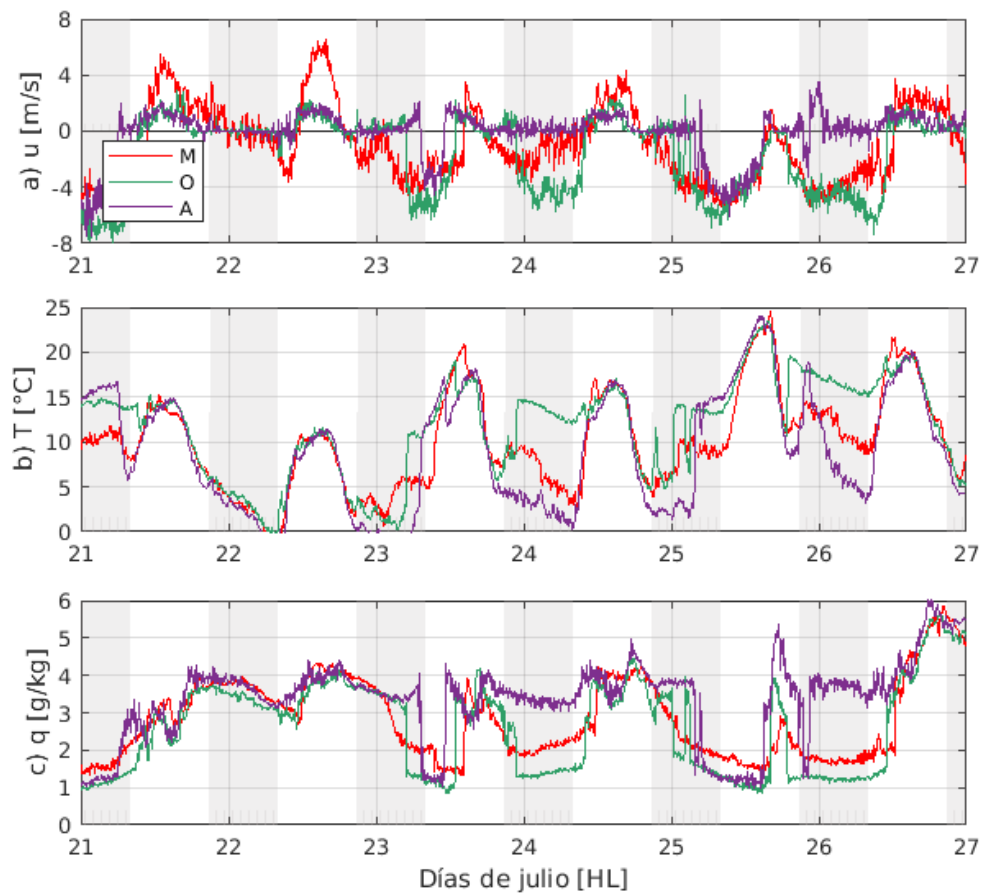


Figura 3.1 – Serie de tiempo de la componente zonal del viento [m/s] en a), la temperatura del aire en b) y la razón de mezcla en c). Los colores representan a las distintas estaciones meteorológicas ubicadas en el Cajón del Maipo: Manzano (rojo), Obra (verde) y Almenar (morado). La resolución temporal de los datos es de 5 minutos. Las áreas grises representan a las horas nocturnas. La altura a la que se tomaron los datos es de entre 4-10 m s.n.s..

La figura 3.1 muestra en el panel a) la componente zonal de las observaciones obtenidas por las 3 estaciones mencionadas. Vientos Raco se registraron también la noche del 23 y 24, pero nos centraremos en el día 25 y 26 para el objetivo de este estudio. El evento de interés inicia aproximadamente a las 00 HL del día 25, lo cual se observa en las estaciones Manzano y Obra. Horas más tarde, el evento alcanza a la estación Almenar, ubicada hacia la salida del cajón. Durante este, u alcanza valores de hasta los -7 m/s en Obra. Además, se observa cómo el viento Raco se ve interrumpido durante la tarde del día 25. Cabe destacar que la orientación del valle varía en su longitud y no es exactamente zonal, por lo que la variable de viento zonal no nos permitirá observar la magnitud máxima que el viento Raco alcanza en superficie. El inicio del evento se vio acompañado por un aumento de la temperatura y una baja en la humedad (paneles b) y c), respectivamente), siendo estos saltos abruptos en Obra y Almenar, no así en Manzano. Mientras el viento se mantiene en desarrollo, la temperatura y humedad se muestran alta y baja, respectivamente. Luego de finalizar el evento, ambas variables retornan a sus valores típicos. Respecto a la duración del evento, dura una mayor cantidad de horas en Manzano y Obra, finalizando alrededor de las 12 HL del 26 de julio. En cambio, en Almenar posee menor duración, finalizando cerca de las 00 HL del día 26. Respecto a características del evento en altura, estas se pueden conocer a partir del trabajo realizado por Muñoz et al. (2020), de lo cual se hizo una revisión en el capítulo 1.1. Los investigadores encontraron un chorro definido a unos 700 m s.n.s. sobre Almenar. Sobre Manzano, identificaron uno o dos chorros de menor intensidad. Estos mostraron ciclo diurno, siendo más intensos durante la noche, cuando además se observó ocasional descenso a superficie, coincidente con la ocurrencia de Raco.

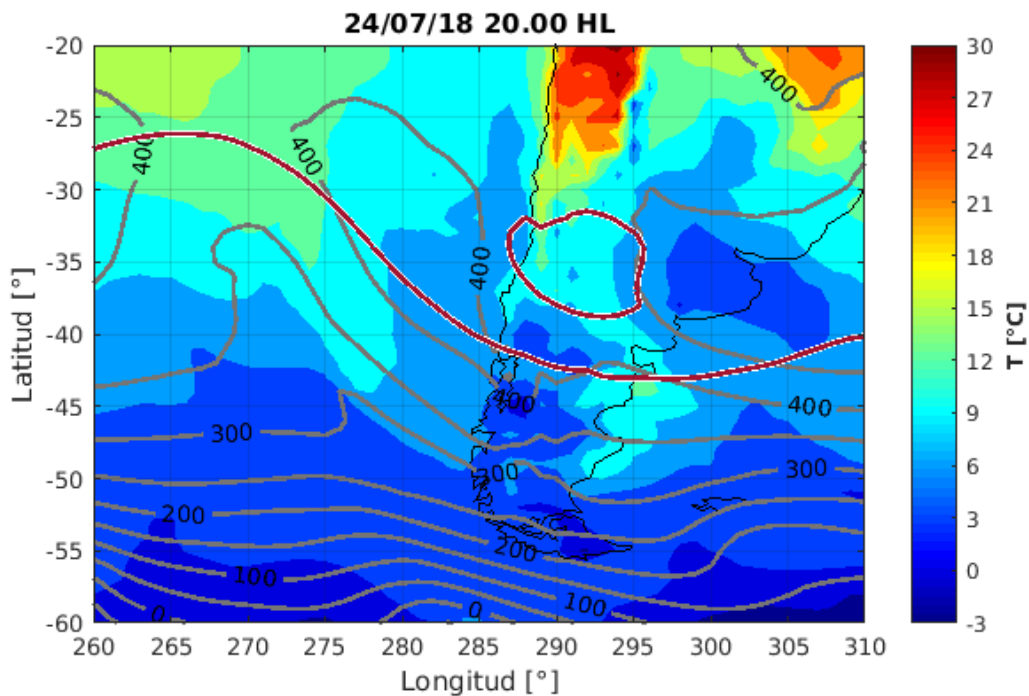


Figura 3.2 – Mapa sinóptico de las condiciones atmosféricas del día 24 de julio del 2018, a las 20 HL. Se muestra la temperatura (colores) en la isóbara de 975 hPa, cada 3°C, y altura geopotencial de 975 hPa cada 50 m (contornos grises). Además, se muestra la isohipsa de 5700 m s.n.m. de la isóbara de 500 hPa (curva burdeo)).

En cuanto al panorama sinóptico, se analizó a partir del producto grillado NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis, descrito en el capítulo 2.2. Para esto, se visualizó en la figura 3.2 la temperatura y altura geopotencial de 975 hPa, y la isohipsa de 5700 m s.n.m. de 500 hPa, para el día 24 de julio a las 20 HL. La figura muestra una baja segregada en altura, localizada ya en gran parte sobre Argentina. Además se observa una pre-vaguada, frente a las costas del país. Cerca de la superficie, en latitudes medias, se tienen altas presiones acompañadas de temperaturas bajas sobre Argentina, además de un anticiclón migratorio cruzando la Cordillera de los Andes. Al oeste del anticiclón, se observan condiciones frontales acercándose a las costas de Chile. En el rango costero, se tiene una lengua de bajas presiones, con alturas geopotenciales de 975 hPa por debajo de los 390 m hasta los $40^{\circ}S$, además de temperaturas cerca de superficie relativamente cálidas, teniendo en cuenta la hora a la que corresponde el mapa y la estación del año. De esta forma, pareciera que las condiciones observadas corresponden a la transición de grupo A a grupo B, de las categorías sinópticas encontradas por Rutllant y Garreaud (2004) en su estudio.

3.2. Validación

3.2.1. Variables en superficie

La simulación realizada permitió recrear exitosamente un evento de viento Raco, como se observa al revisar las variables superficiales. La figura 3.3 muestra la componente zonal del viento a partir de las salidas de la simulación realizada en WRF (curva negra), y de las observaciones (curva azul) de las estaciones meteorológicas Manzano, Obra y Almenar, en los paneles a), b) y c), respectivamente, para todo el periodo de simulación. Cabe destacar que al modelo le toma tiempo estabilizarse, razón por la cual durante las primeras horas simuladas, las variables no muestran valores fidedignos. Debido a esto, no se tomarán en cuenta las salidas obtenidas del modelo para el día 21 de julio. El evento se puede identificar a partir de $u < -3$ m/s tanto en las observaciones como en las salidas del modelo. Las observaciones muestran en Obra el desarrollo de viento Raco en cuatro noches/madrugadas consecutivas. La señal del viento no es tan clara en Manzano durante las 4 noches. En Almenar se aprecia el evento durante la mañana del día 25. La simulación recreó el caso en Obra la mañana del día 23, durante el día 25 y en la madrugada del 26. En Almenar se recreó el Raco únicamente el día 25. Por otra parte, la señal del viento intenso según las observaciones, es más débil en Manzano. Asimismo, la simulación recreó vientos débiles en esta estación.

Para tener una mejor idea de la calidad de los vientos superficiales simulados, se calculó el error cuadrático medio a partir de la ecuación 2.4.2. Los valores obtenidos se muestran en la figura 3.4, donde los distintos colores representan las 3 partes en que la ecuación se encuentra desglosada. En primer lugar, se tiene que el valor total de MSE obtenido para las tres variables meteorológicas es razonable, ya que se encuentra dentro del rango de valores obtenidos en diferentes estudios realizados sobre topografía compleja (Christakis et al. (2014), y Paredes (2016)). En segundo lugar, se puede afirmar que el error de la magnitud del viento está dado mayormente por la componente zonal, ya que el error de esta variable es mayor al doble del error de v en cada estación. Por otra parte, al calcular el sesgo porcentual de la magnitud del viento, se obtuvo una subestimación de 30 % en Manzano y sobreestimación del 12 % y 95 % en Obra y Almenar, respectivamente. En tercer lugar, se observa que la principal

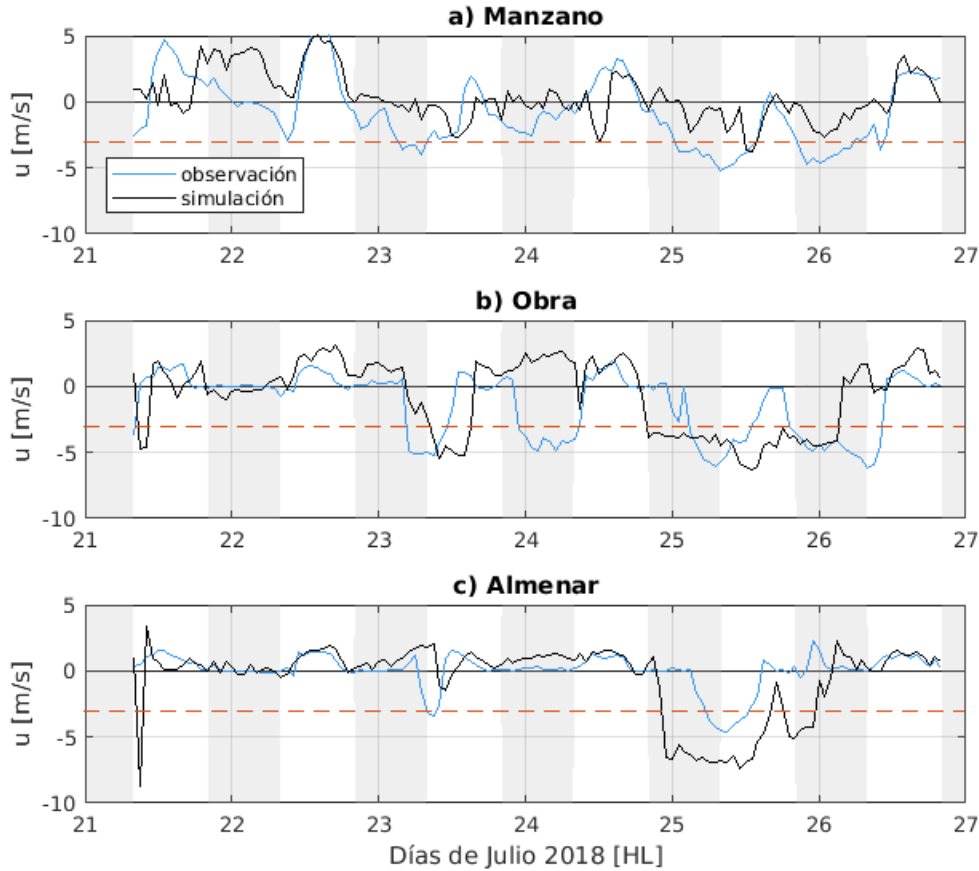


Figura 3.3 – Serie de tiempo de la componente zonal del viento [m/s] de la estación meteorológica Manzano en a), Obra en b) y Almenar en c). La curva azul representa a las observaciones de las respectivas estaciones promediadas cada 1 hora y la curva negra corresponde a la simulación del evento para la locación aproximada de cada estación. La altura a la que corresponden las variables son entre 4-10 m s.n.s. y 10 m s.n.s., respectivamente. La curva segmentada roja indica donde $u = -3$ m/s.

contribución del error en todas las variables y estaciones está dada por el tercer término de la ecuación, correspondiente al error de fase. Ahora enfocándonos en la variable u , en el caso del evento del día 25, es fácil identificar el aporte de este error, al notar la diferencia entre observaciones y salidas de la simulación, tanto en el inicio como el término del viento Raco. En la tabla 3.1 se encuentran anotadas la fecha y hora de inicio y término del viento Raco en las distintas estaciones, tanto para las observaciones, como para la simulación. Se tiene que en el caso del Manzano, el desfase en el inicio y término del evento es de 12 y 24 horas, respectivamente. En el caso de Obra la diferencia es menor a 12 horas (5 y 8 horas, respectivamente), sin embargo, se observa durante el evento un desfase en la intensidad máxima de u (figura 3.3). En Almenar, la diferencia en el inicio y término es de 5 y 10 horas, respectivamente. Algo que llama la atención en esta estación, es la contribución del error de desviación estándar. Esto puede deberse a que la simulación no reflejó los cambios repentinos en el viento, lo cual es notorio durante el día 25, donde la simulación no representa el cese temporal del viento del este durante la tarde. En el caso de Manzano, la contribución del error asociado a la media corresponde a casi el 50% del MSE total. Al observar la serie de tiempo, se nota una subestimación general del valor de u , lo que queda claro al revisar el

día 25. Esto además se refleja en la subestimación de la duración del evento en esa estación, como se muestra en la tabla 3.1.

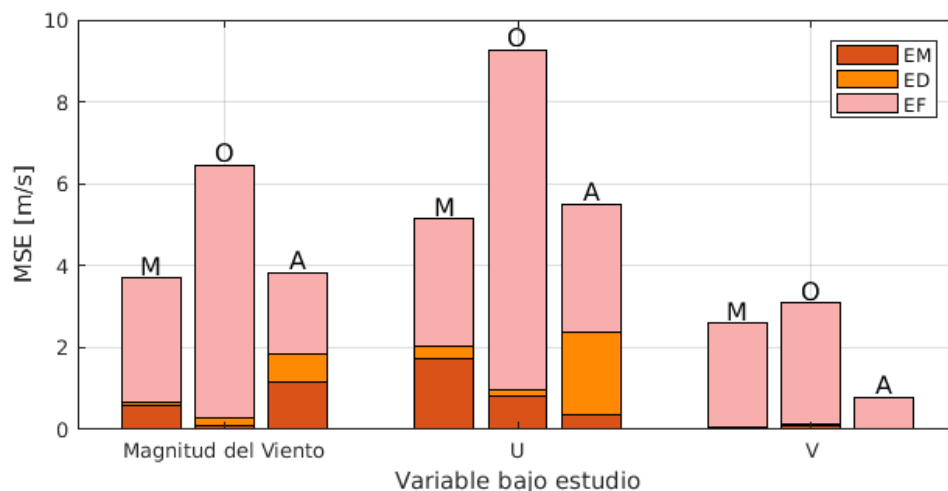


Figura 3.4 – Cálculo del error cuadrático medio (MSE), desglosado su valor total en 3 términos de la ecuación: error asociado a la media (EM), error asociado a la desviación estándar (ED) y error de fase (EF). El MSE se obtuvo para la magnitud del viento (izquierda), u (centro) y v (derecha). Además para cada variable se calculó el MSE de Manzano, Obra y Almenar, ordenados de izquierda a derecha.

	Manzano		Obra		Almenar	
	obs	sim	obs	sim	obs	sim
Inicio	25/07/18 00 HL	25/07/18 12 HL	25/07/18 01 HL	24/07/18 20 HL	25/07/18 04 HL	24/07/18 23 HL
Término	26/07/18 11 HL	25/07/18 14 HL	26/07/18 11 HL	26/07/18 03 HL	25/07/18 13 HL	25/07/18 23 HL
Duración	35h - 6h	2h	34h - 5h	30h	9h	24h - 2h

Tabla 3.1 – Fechas y horas aproximadas de inicio y término del evento de viento Raco estudiado, usando como referencia los datos de la figura 3.3, con umbral de $u < -3$ m/s. Además, la última fila indica la duración del evento según la información de las filas 1 y 2, donde se restan horas cuando el evento cesa momentáneamente.

Por último, la figura 3.5 muestra la serie de tiempo de la temperatura, nuevamente para las salidas de WRF y las observaciones de cada estación meteorológica. En ella se observa un aumento del promedio de temperatura en todas las estaciones a partir del 23 de julio, día en que se desarrolla el primer pulso de Raco. En Almenar se evidenció un salto de temperatura al iniciar el viento Raco, así como en las observaciones. En cambio, en Obra y Manzano no se replican los súbitos aumentos de temperatura observados. Por otra parte, las bajas temperaturas nocturnas se ven sobrestimadas en magnitud.

Finalmente, aunque se presentan diferencias entre el evento observado y el simulado, las principales características del mismo sí se ven reflejadas en la simulación, permitiendo de esta forma realizar un análisis, teniendo en cuenta las discrepancias al realizar las posteriores conclusiones. Además, se reconoce la posibilidad de mejorar el resultado obtenido de la

simulación, probando cambiar una serie de parámetros a la hora de configurar una nueva simulación, o incluso utilizando variables de entrada con resolución más fina. Cabe destacar además que es posible que al realizar la validación de las variables en superficie, algunas discrepancias se deban a la diferencia de altura respecto al nivel del suelo entre las observaciones y las salidas del modelo.

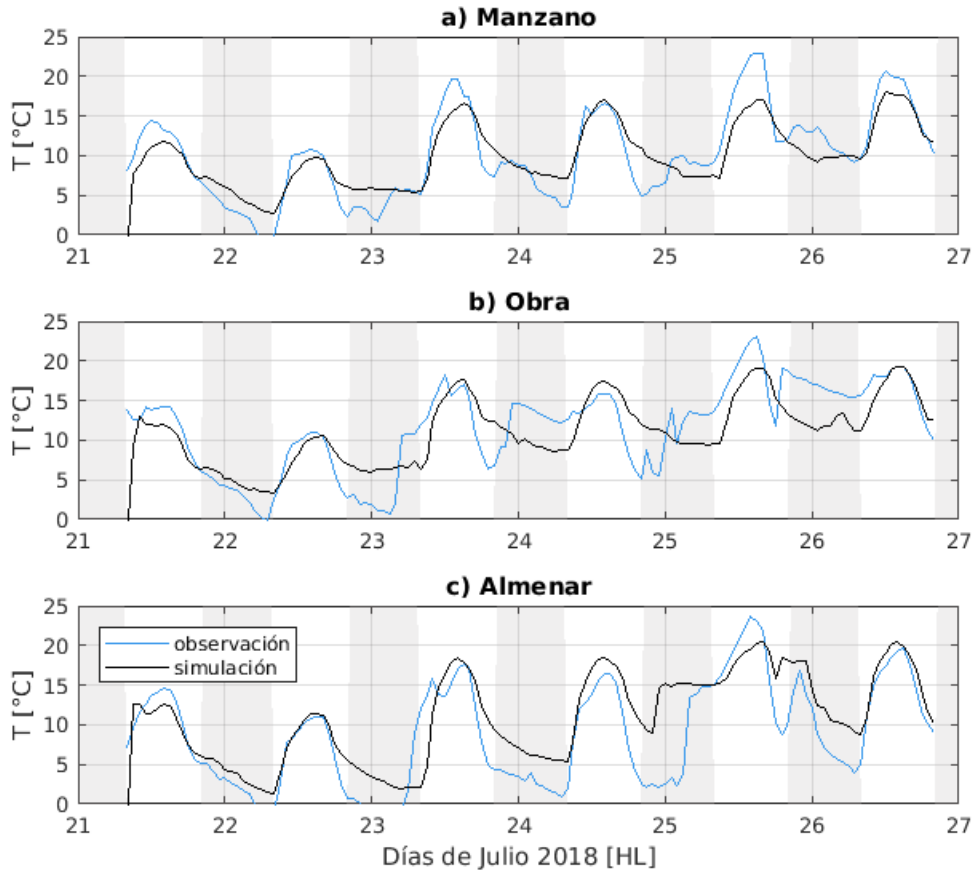


Figura 3.5 – Como la figura 3.3, pero para la temperatura del aire en $^{\circ}C$.

3.2.2. Variables en Altura

A partir de las figuras 3.6 y 3.7 se busca facilitar la comparación entre la componente zonal correspondiente a las observaciones (panel a) con las salidas de la simulación (panel b), tanto en altura como en el tiempo. La primera corresponde al Manzano. En ella se observa que en la simulación se logró recrear una capa profunda de vientos del este, con interrupciones donde se establece viento del oeste momentáneamente. Respecto a la profundidad de la capa, se tiene una leve subestimación de aproximadamente 500 m en las salidas del modelo. Esto probablemente también conllevó a que el núcleo de u mínimo se desarrolle más abajo que en las observaciones. Sobre la intensidad mínima de u , ambos paneles muestran una diferencia de 3 m/s. A pesar de esto, la simulación muestra el cese de vientos del este en toda la vertical desarrollado durante la tarde del día 24, aunque también subestimando la intensidad. Además se observa en el panel b) cómo se subestima el tiempo en que los vientos

del este tocan superficie.

En el caso de Almenar (figura 3.7), la extensión hasta la cual se observan valores negativos de u es acertada en la simulación, así como la intensidad de la misma. Sí existe una discrepancia en la representación de los núcleos intensos en altura que se observan antes y después del desarrollo del evento del día 25 en superficie. Es decir, en la simulación la intensidad del chorro en altura se ve subestimada. Además, en la tarde del 25, cuando las observaciones muestran el ascenso del chorro del este, en la simulación se muestra un debilitamiento en superficie, pero no la culminación del evento.

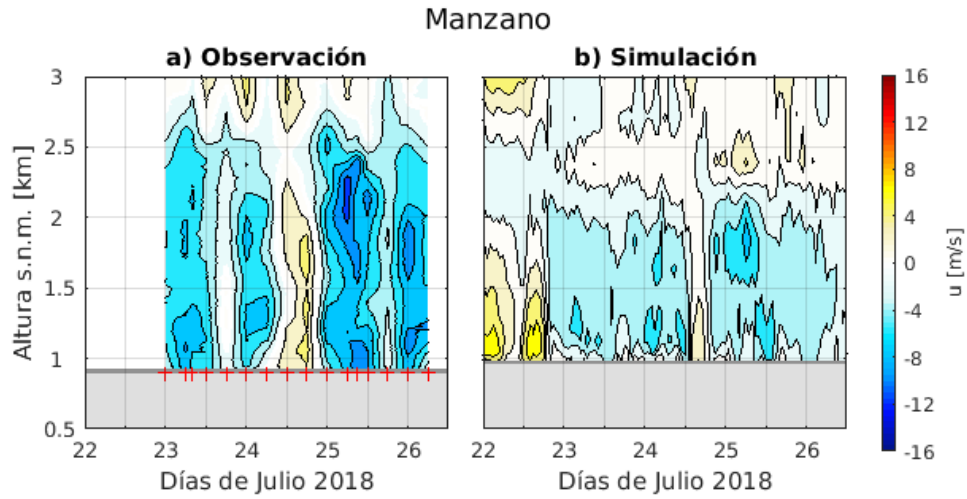


Figura 3.6 – Perfil vertical de la componente zonal del viento [m/s] en Manzano, cuyo eje de las ordenadas corresponde al tiempo entre el 22 y 26 de julio del 2018. En el panel a) se muestran las observaciones, obtenidas a partir del lanzamiento de globos radiosonda. El lanzamiento de cada globo es indicado con una cruz roja. En el panel b) se muestran las salidas del modelo. El área gris denota la superficie.

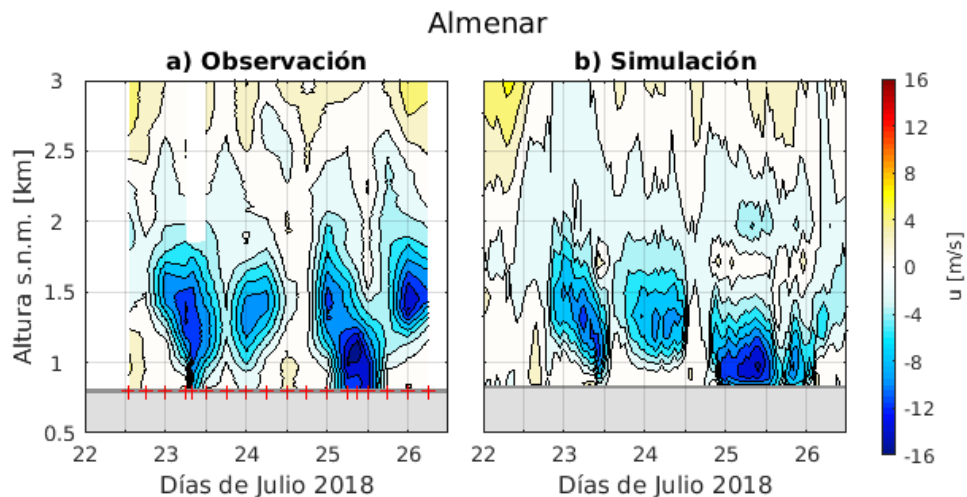


Figura 3.7 – Como la figura 3.6, pero para la estación Almenar.

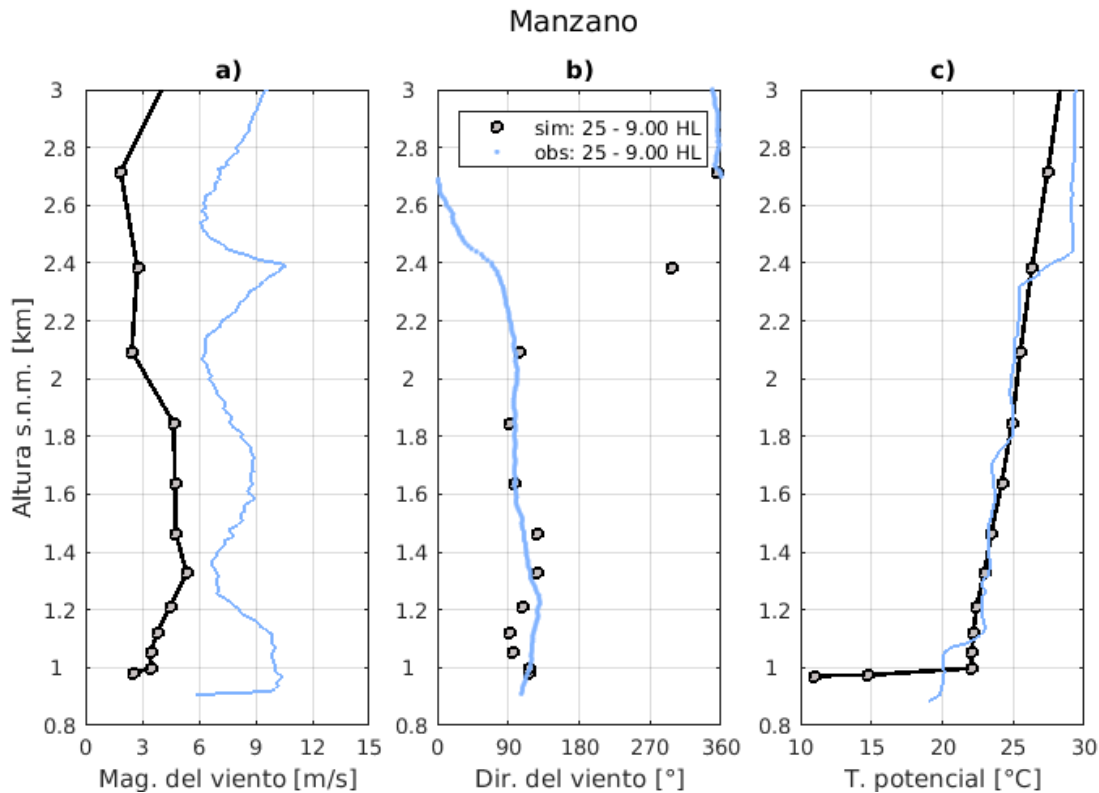


Figura 3.8 – Perfil vertical en Manzano, correspondiente a las 09 HL del día 25 de julio. En azul se muestran las observaciones, correspondiente a radiosondeos, y en negro, las salidas del modelo, donde cada círculo corresponde a un nivel en z de la simulación. El panel a) y b) muestran la magnitud [m/s] y dirección del viento [°], y el c) la temperatura potencial [°C].

En las figuras 3.8 y 3.9 se muestran perfiles verticales de rapidez, dirección del viento y temperatura potencial (paneles a, b y c) en Manzano y Almenar, respectivamente, a las 09 HL del día 25 de julio, es decir, a la hora de mayor intensidad del viento Raco. En la primera figura, panel a), se observa cómo el viento es subestimado por la simulación en toda la columna, en acuerdo con lo señalado a partir de la figura 3.6. La dirección del viento parece ser bastante acertada en toda la vertical. Respecto a la temperatura potencial, muestra una similitud general en los valores en toda la capa mostrada. En superficie, las observaciones presentan una capa neutra, luego de la cual se tiene una notoria inversión. La simulación muestra una somera capa estable (~ 25 m de profundidad), que luego da paso a una capa relativamente neutra de poco más de 100 m de profundidad, en acuerdo con lo observado. Ambas capas se diferencian en la magnitud de θ . A partir de este punto, la temperatura potencial crece constantemente. Las observaciones muestran ciertos saltos de temperatura potencial que no se logran recrear, como aquel identificado a 1.7 km de altura y sobre los 2.3 km. Esta última capa estable, da paso a una capa neutra que no se refleja en la simulación. En Almenar (figura 3.9) la simulación recrea la estructura vertical de la rapidez del viento de forma bastante precisa, aunque subestimando la intensidad, lo cual es mayor en superficie, con una diferencia de casi 6 m/s. Respecto a la dirección del viento, nuevamente se puede decir que esta fue recreada con una precisión adecuada. En cuanto a θ , se observa en general una gran similitud entre la simulación y las observaciones. Es cerca de la superficie donde radican las principales diferencias. En primer lugar se puede mencionar cómo, a diferencia de

la estación río-arriba, en superficie se superan los 20°C en ambas curvas. Esto se debe a que en Almenar se presenta un fuerte salto de temperatura al iniciar el evento. Las observaciones muestran una capa neutra de unos 200 m de profundidad, en cuyo tope se exhibe una somera capa estable. Ambas capas no se representan en la simulación. Luego, aproximadamente a los 1300 m s.n.m., se tiene un leve salto de θ , el cual tampoco se observa claramente en la simulación.

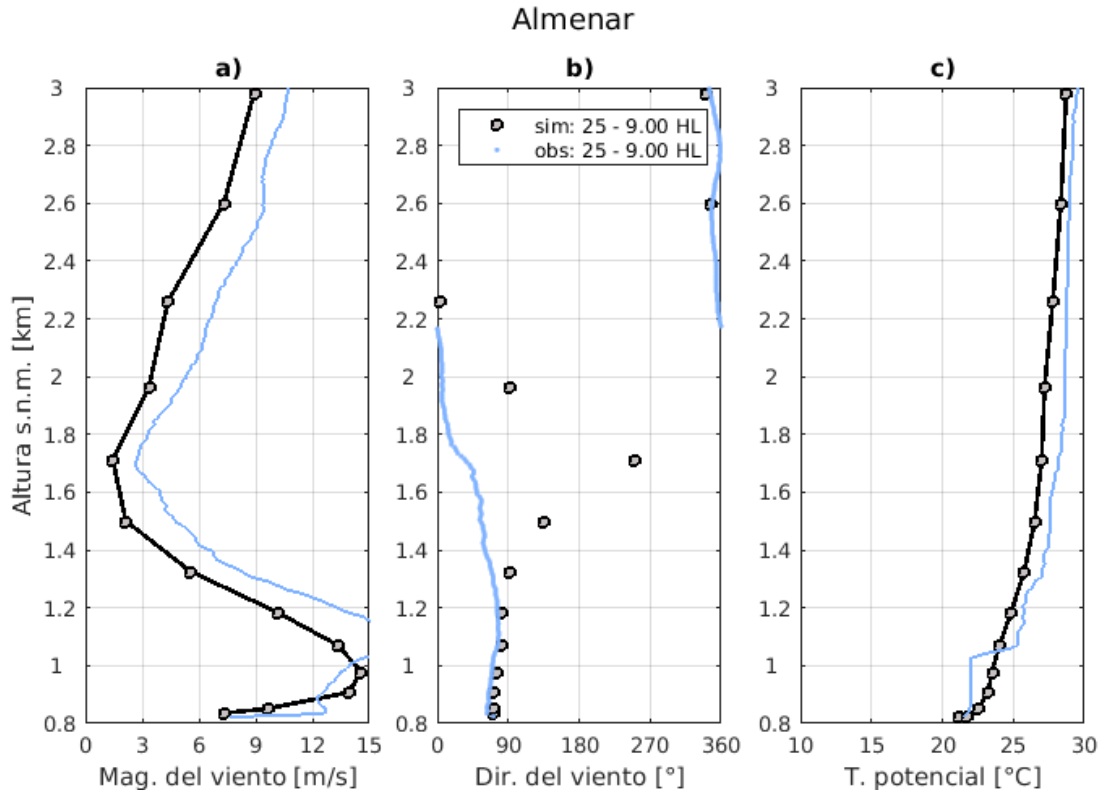


Figura 3.9 – Como la figura 3.8, pero para la estación Almenar.

De acuerdo con los resultados anteriores, se tiene que la simulación representa pobremente la capa superficial de la atmósfera. En este sentido, la zona río-abajo presentó resultados más similares a lo observado. A partir de esto nace la pregunta: fue el modelo capaz de reproducir la turbulencia desarrollada en la capa límite? Para responder esta incógnita, se calculó el número de Richardson a partir de la ecuación 2.4. La figura 3.10 muestra los resultados obtenidos tanto para la simulación (panel a), como para las observaciones (panel b). Para considerar activada la turbulencia en una capa de la atmósfera, en ella se debe cumplir que $Ri < Ri_c$, donde $Ri_c = 0.25$, según Miles (1961) y Howard (1961). Se tendría que en el evento observado, hasta el primer kilómetro de altura s.n.m. la atmósfera experimenta un cambio de dinámicamente inestable a estable, para luego ser inestable nuevamente. Luego hasta los 1200 m s.n.m. el flujo sería estable, pasaría a ser inestable ante un fuerte cizalle de u y a los 1500 m se tornaría estable nuevamente. Finalmente, cerca de los 2000 m y hasta los 2250 m se tendría otra capa dinámicamente inestable. En el caso de la simulación, se obtuvieron resultados similares en cuanto a la superación o no del umbral que representa el valor de Ri_c , a excepción de la capa superficial (hasta unos 200 m s.n.s.). En esta se tiene un flujo inestable en superficie hasta los 900 m s.n.m., el cual pasa a ser estable hasta los 1200 m.

Sin embargo, al comparar magnitudes de los valores de Ri , se observan diferencias. Cerca de la superficie se tienen disimilitudes tanto en el cizalle vertical como en la estratificación de la atmósfera. En cambio, en altura (entre los 1500 y 2000 m s.n.m.), pareciera que las diferencias radicarían en el cizalle vertical.

Según la tabla 1 del artículo de [Schnelle Jr \(2003\)](#), la primera capa de la simulación y observaciones presentarían principalmente turbulencia mecánica. Entre los 1200 y 1500 m de altura s.n.m., ambos paneles muestran que la capa presentaría turbulencia mecánica debilitada por la estratificación estable de la atmósfera. El resto de capas, serían mayormente laminares. A pesar de las diferencias, se tiene que la simulación permite dilucidar el estado de la estabilidad dinámica de la atmósfera, al menos hasta los 2300 m s.n.m.. En el caso de Manzano (no se muestra), no se logra representar la inestabilidad dinámica superficial y los valores de Ri en toda la columna presentan mayores diferencias que en el caso de Almenar. Al igual que en el análisis superficial, se reconoce la posibilidad de mejorar el desempeño de la simulación, donde se plantea la posibilidad de aplicar una resolución vertical más fina cerca de la superficie.

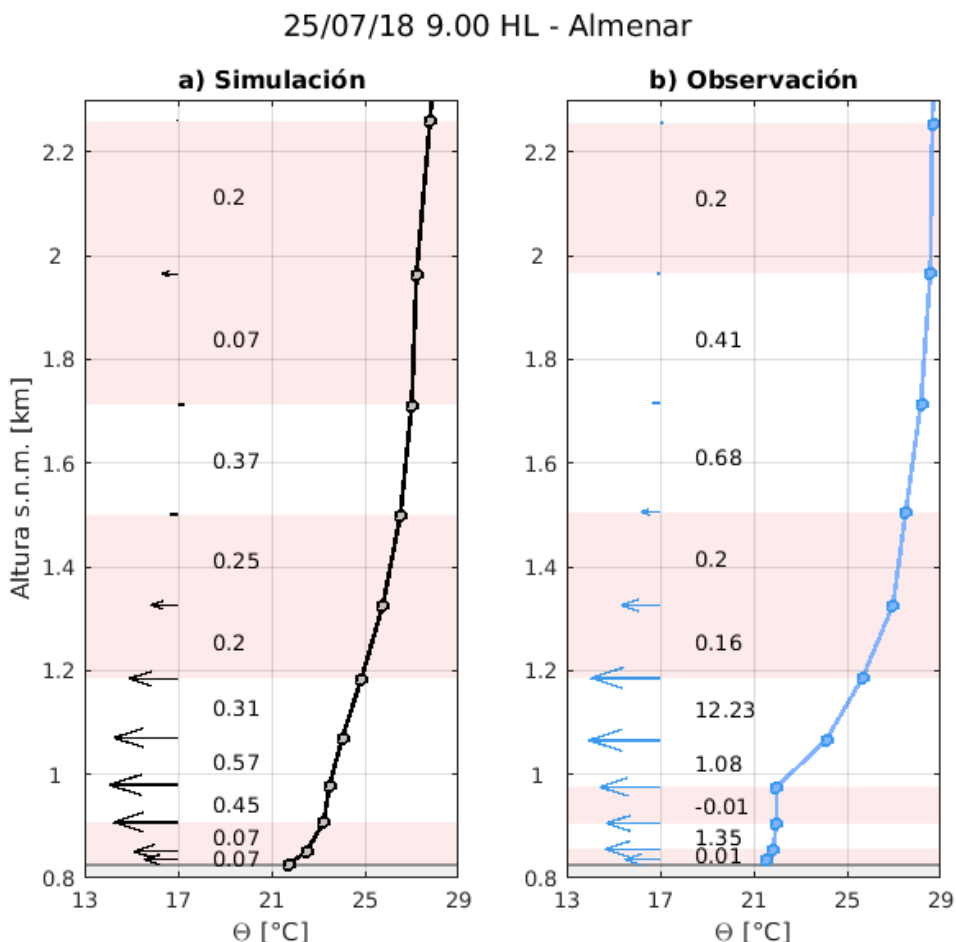


Figura 3.10 – Perfil vertical de la temperatura potencial [°C] (curva derecha en cada panel) en Almenar, a las 09 HL del día 25 de julio. Además se muestran vectores correspondientes a la componente zonal del viento a la izquierda. En el centro de cada panel, se muestra el cálculo del número de Richardson Ri . El área gris denota la superficie y el área roja las capas con inestabilidad dinámica. El panel a) corresponde a las salidas del modelo y el panel b) a las observaciones. En el caso último, se graficaron los valores correspondientes a los mismo niveles verticales de la simulación.

3.3. Análisis de la simulación

Luego de validar satisfactoriamente la simulación del caso de viento Raco del día 25 de julio del 2018, se procederá a analizar en mayor profundidad las características del evento simulado. Como se mencionó en la sección anterior, se determina las siguientes horas como inicio y final aproximados del evento: 20 HL 24/07/18 y 06 HL 26/07/18. Por otra parte, la hora de intensidad máxima se desarrolla a las 09 HL del día 25, por lo que estas 3 horas serán utilizadas en este capítulo como momentos de interés a analizar, entre otros.

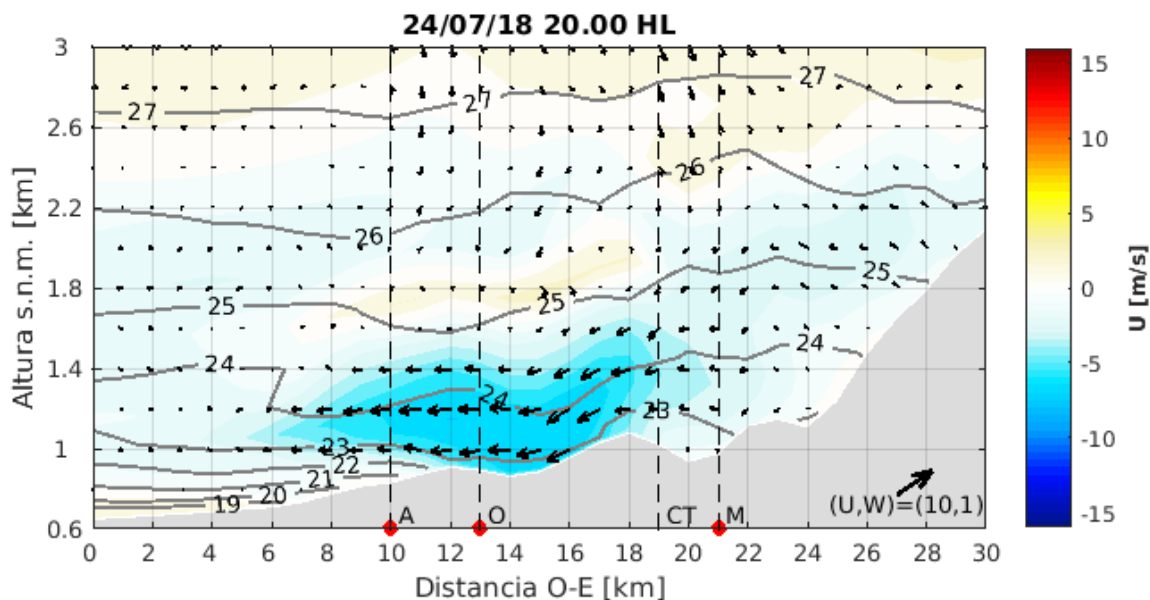


Figura 3.11 – Corte sobre la transecta T1 de la figura 2.3. Se muestra la componente zonal del viento (contornos coloreados cada 1 m/s), temperatura potencial (contornos grises cada 1°C) y vectores de viento (u,w) espaciados cada 200 m en la vertical y cada 1 km en la horizontal. Su referencia se muestra en m/s, correspondiente a la hora de inicio del evento. Se indica con líneas segmentadas la ubicación de las estaciones meteorológicas (indicadas con círculo rojo) Almenar (A), Obra (O) y Manzano (M), además de la locación de la constricción topográfica dentro del valle. La topografía se denota con el área gris.

En la figura 3.11 se muestra un corte a través del Cajón del Maipo, correspondiente a la transecta T1' de la figura 2.3, a la hora de inicio del evento. En ella se observa cómo las iséntropas presentan una pendiente con respecto a la horizontal, exhibiendo una mayor altura sobre la estación Manzano y disminuyendo hacia la salida del cajón. Esta característica no se observa durante la hora previa al inicio, donde las iséntropas se mantenían horizontales (no se muestra). Los tonos celestes indican presencia de viento del este, cuyos valores máximos alcanzan hasta los -7 m/s y se ubican a unos 200 m sobre la superficie, entre Almenar y la CT. Por otra parte, los vientos sobre el núcleo de viento Raco son calmos, con flujo del este menor a 3 m/s en intensidad, dominando hasta los 2.6 km de altura. Una pequeña zona de viento débil del oeste se ubica sobre el viento Raco, pudiendo esta ser una zona de viento de retorno. Los vectores muestran ciertas zonas de descenso entre Almenar y Manzano. Otra característica interesante de las iséntropas se observa hacia la salida del valle, bajo el primer kilómetro. La iséntropa 21 – 22°C parece delimitar la poza fría que se desarrolla en el valle de Santiago, la cual a su vez delimita la separación entre el viento Raco y la superficie a la salida del cajón.

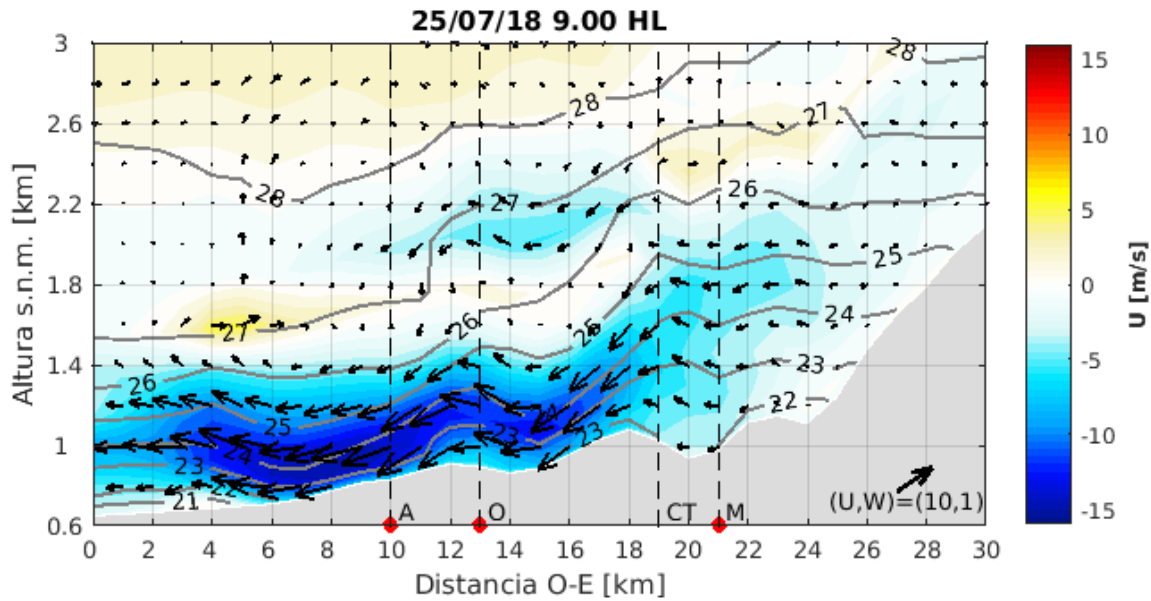


Figura 3.12 – Como en la figura 3.11, para la hora de máxima intensidad de u .

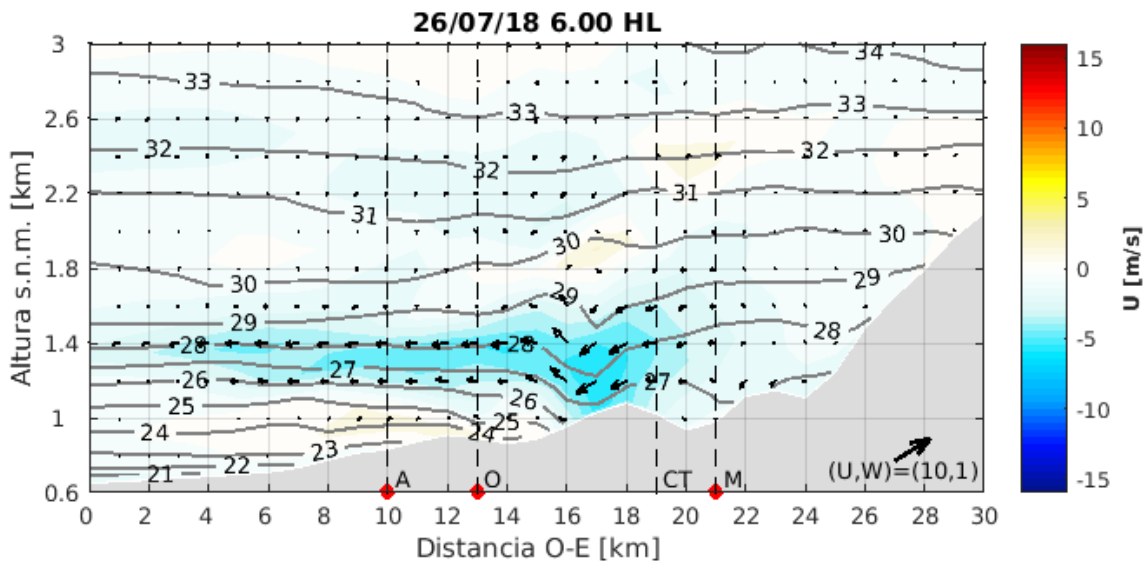


Figura 3.13 – Como en la figura 3.11, para la hora de finalización del evento.

A partir de esta hora, la pendiente de las iséntropas aumenta, especialmente hacia la salida del cajón, debido al calentamiento que ocurre en la zona, lo cual es evidenciado por el salto de temperatura ocurrido en Almenar (figura 3.5). Al aumentar la pendiente, también se intensifica la rapidez del núcleo de viento Raco, cuya ubicación se desplaza hacia la salida del cajón. Asimismo, la poza fría retrocede hacia el oeste. Esto se puede observar en la figura 3.12, correspondiente al momento de máxima intensidad del viento Raco, donde se alcanzan los -15 m/s a unos 150 m s.n.s. cerca del kilómetro 7 (O-E). La poza fría, al iniciar el evento la iséntropa 22 llegaba desde el valle de Santiago hasta una distancia de 12 km río-arriba, para 13 horas después retroceder 7 km. A las 9 HL el viento del este parece dominar hasta los 2.4 km de altura s.n.m., extendiéndose esta capa a medida que la topografía aumenta su

altura. Nuevamente se puede observar una pequeña capa de viento del oeste sobre el viento Raco. A partir de este momento, el núcleo de Raco disminuye en intensidad y retrocede hacia dentro del cajón, ubicándose en el kilómetro 15 (O-E) a las 17 HL del día 25, similar a la hora inicial del evento. Luego el núcleo vuelve a intensificarse (~ 9 m/s) y avanza hacia la salida del cajón hasta las 21 HL, tomando una forma elongada similar a la observada a las 09 HL. Finalmente, a partir de las 21 HL el evento decae en intensidad y retrocede hasta que la zona de viento del este que toca superficie se ubica a 17 km de la salida del cajón (figura 3.13). Al finalizar el evento, el núcleo de Raco alcanza los -6 m/s a unos 200 m s.n.s.. En este punto, un débil viento del este domina hasta los 3 km de altura.

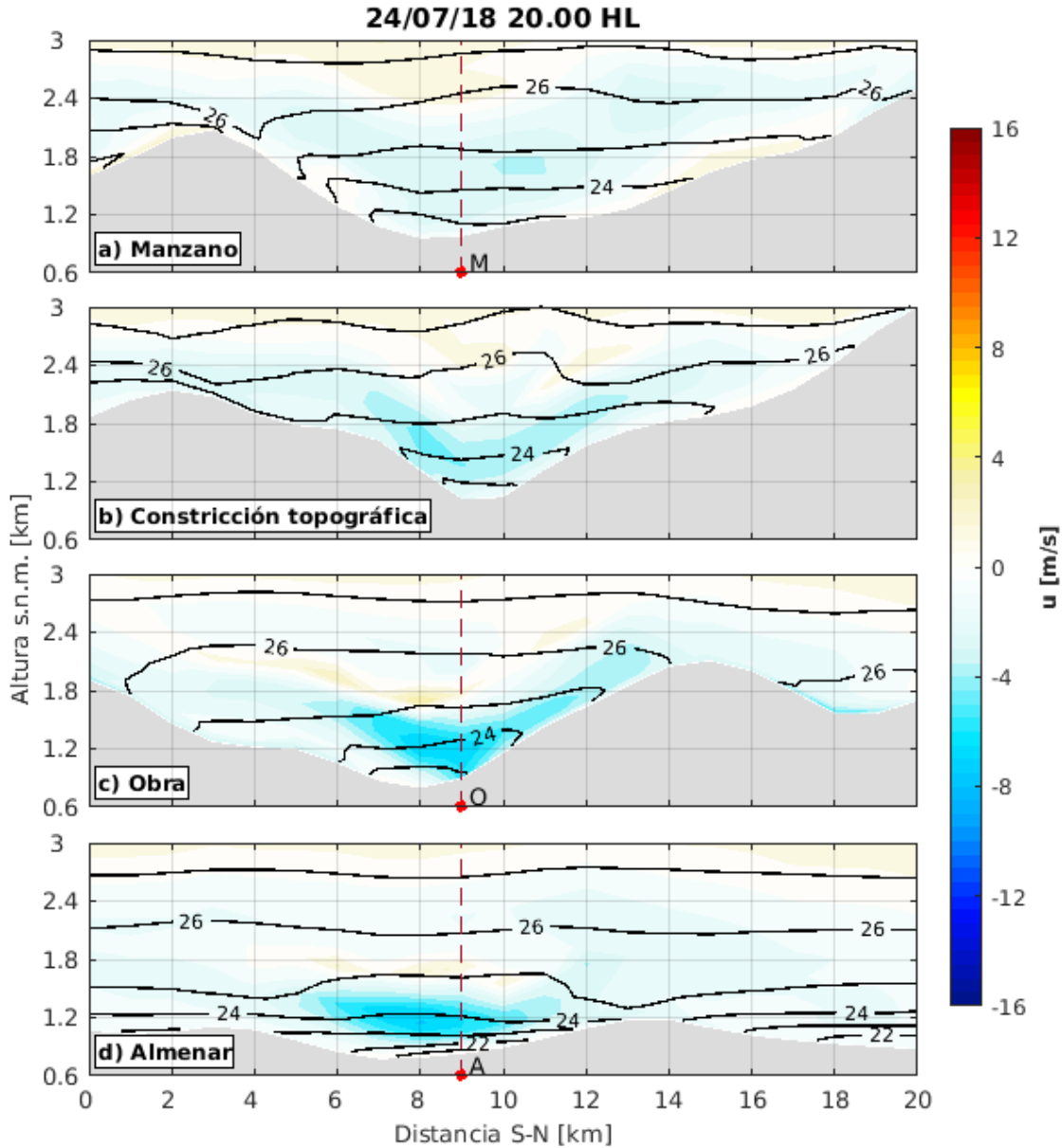


Figura 3.14 – Sección transversal meridional (cortes T2 de figura 2.3) al inicio del evento, de la longitud donde se ubica la estación Manzano (a), la constricción topográfica (b), y las estaciones Obra y Almenar (en c) y d), respectivamente). La ubicación de las estaciones en sus respectivos paneles se marca con una línea segmentada y círculo rojo. En colores se muestra la componente zonal del viento (cada 1 m/s) y en contornos negros la temperatura potencial cada 1°C . La topografía se denota con el área gris.

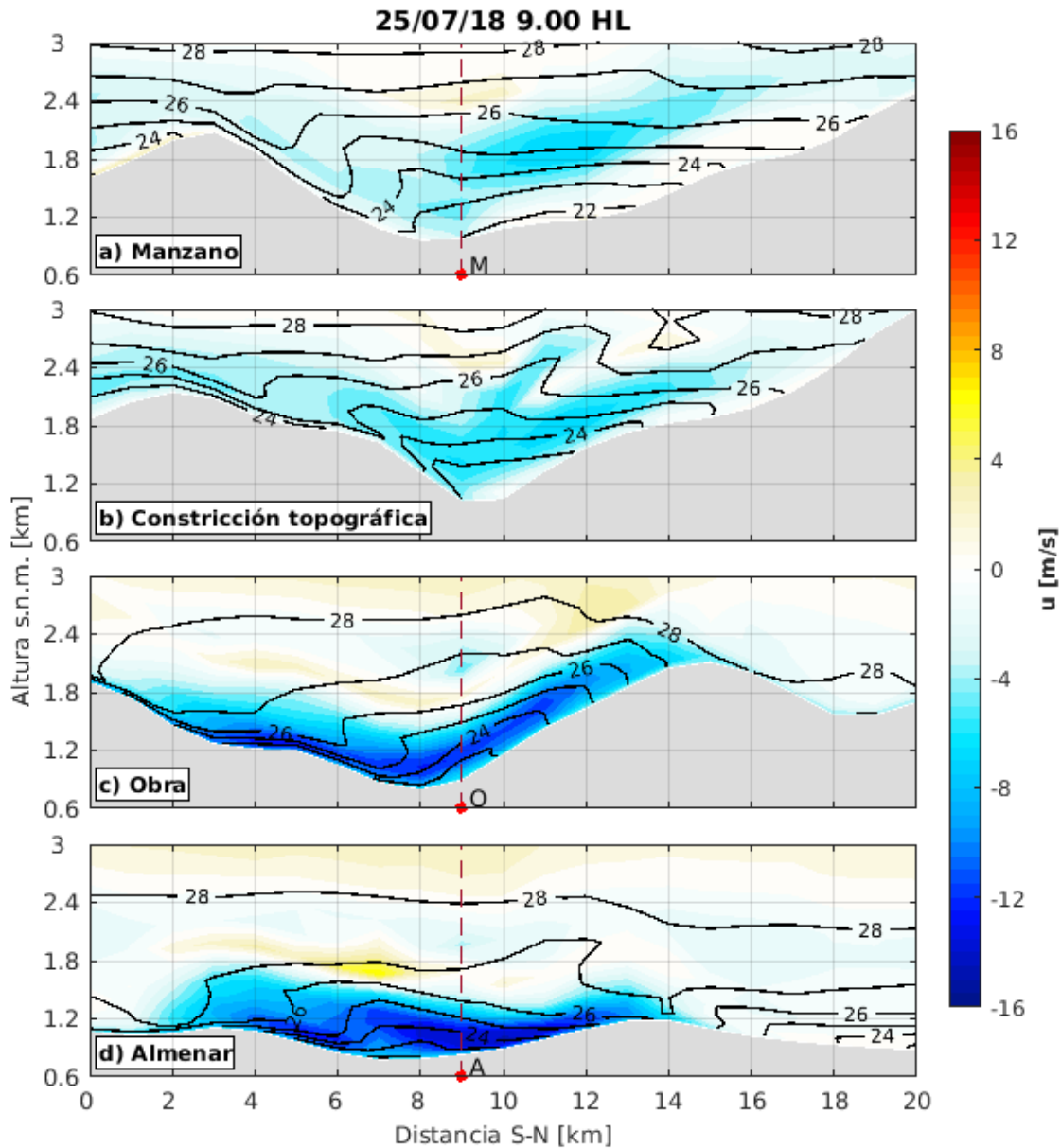


Figura 3.15 – Como la figura 3.14, para la hora de máxima intensidad del evento (09 HL del 25/06/18).

Otro punto de vista necesario para analizar el evento de viento Raco estudiado, son los cortes meridionales en distintos puntos del Cajón del Maipo. Revisaremos los cortes correspondientes a las transectas T2 de la figura 2.3, los cuales coinciden con la ubicación de las estaciones Manzano, Obra y Almenar (paneles a, c y d, respectivamente), además de la ubicación de la constricción topográfica (panel b). Las figuras 3.14, 3.15 y 3.16 muestran en colores la componente zonal del viento y en contornos negros las iséntropas. Al inicio del evento, se observa cómo en Manzano domina la componente de viento del este, a excepción de las laderas norte y sur del cajón, y en altura. El núcleo de mayor intensidad de u se ubica a unos 650 m s.n.s., alcanzando los -3 m/s. El flujo del este sobre la constricción topográfica aumenta su intensidad a -4.3 m/s a ~ 350 m s.n.s., sobre la ladera sur del cajón. Cabe destacar que la topografía cambia drásticamente en los distintos paneles. En Obra se observa que la capa de viento del este posee una forma similar al cajón en la zona de la CT, ahora

inclinada sobre la ladera norte. Esto puede deberse a la orientación SO-NE que toma el cajón entre la salida y la CT. En este punto u alcanza un valor de -7 m/s en el kilómetro 8, a unos 500 m s.n.s.. Sobre la capa de viento del este, se observa una delgada capa de viento del oeste, tanto en Obra como en Almenar. En este último punto, la intensidad del viento se mantiene, pero ahora a unos 350 m s.n.s.. De esta forma, se observa que el núcleo intenso del chorro ha descendido, sin embargo, en superficie (Almenar) no se alcanza a percibir el viento Raco, a diferencia de la zona de Obra.

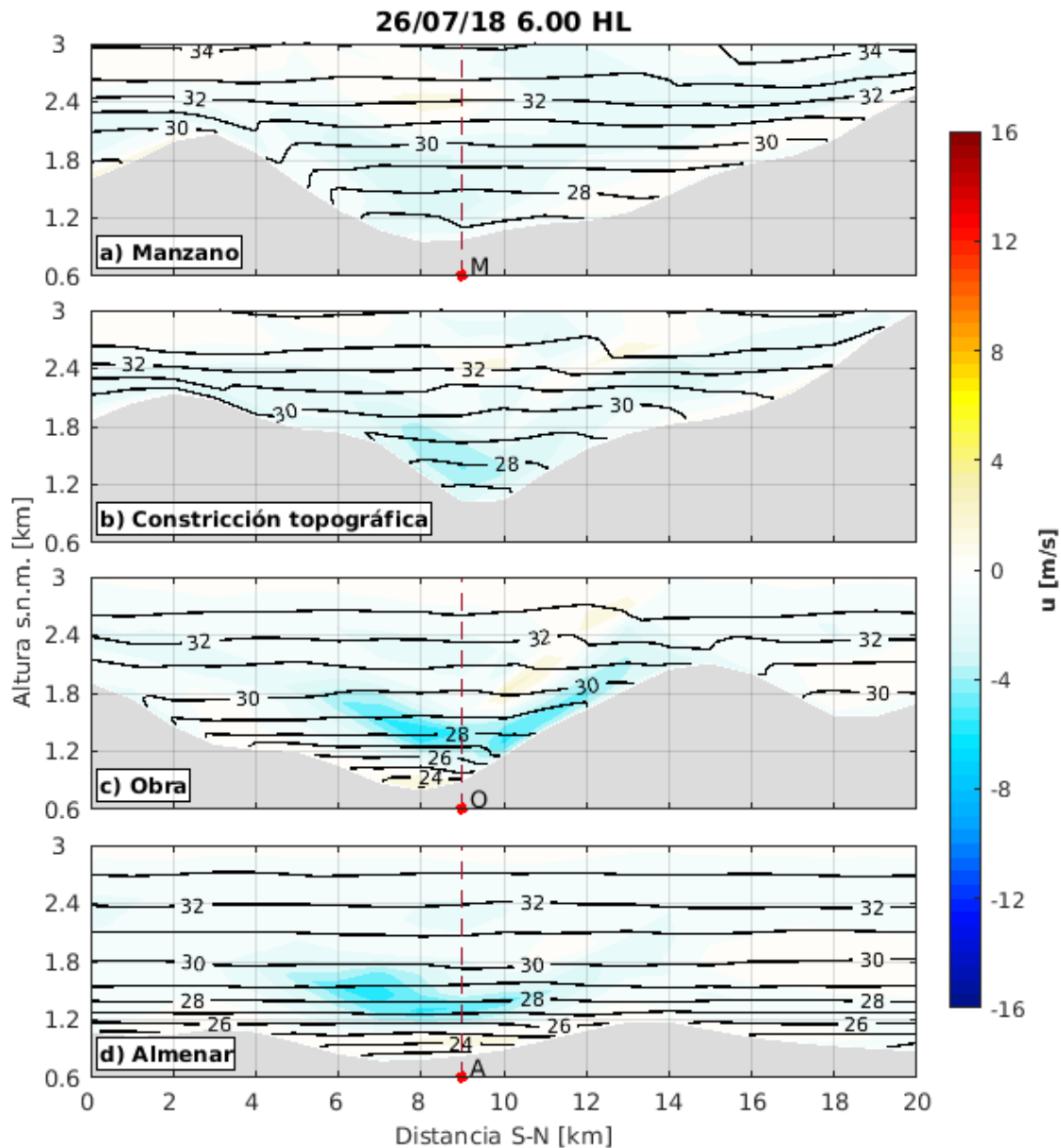


Figura 3.16 – Como la figura 3.14, para la hora de finalización del evento (06.00 HL del 26/06/18).

A las 9 HL, en Manzano, se tiene que u máximo es de -7 m/s en el kilómetro 12, a 850 m s.n.s.. Existe un segundo núcleo intenso justo sobre la estación meteorológica, con un valor de -4.3 m/s a 350 m s.n.s.. Estos dos núcleos se mantienen río-abajo, variando su posición tanto en la horizontal como en la vertical. En la CT, u alcanza los -6.5 m/s, en Obra los -12.5 m/s

y en Almenar los -14.3 m/s. Nuevamente, al igual que en el inicio del evento (figura 3.14), el chorro del este desciende y se ve restringido cerca de la superficie una vez que este pasa la CT. Esto está estrechamente relacionado con el descenso general de las iséntropas a partir de la CT, especialmente las iséntropas $26 - 25^{\circ}C$.

Al finalizar el evento (figura 3.16), en términos de la capa de viento del este, es similar en forma e intensidad al inicio del mismo. Una importante diferencia que se observa en las tres horas analizadas, corresponde a la orientación de las iséntropas. Al inicio estas muestran una leve desviación de la horizontal. En el momento de máxima intensidad, estas se ven bastante desviadas, cambiando de altura tanto longitudinal, como latitudinalmente. Existe un abrupto descenso en la ladera sur, que se mantiene a lo largo del cajón. Sobre la ladera norte, las iséntropas presentan mayor altura, aunque también tienden a descender y cerrarse sobre la montaña, atrapando el flujo del este. Al finalizar el evento, la orientación de las iséntropas cambia drásticamente, mostrándose ahora más horizontales que durante el inicio.

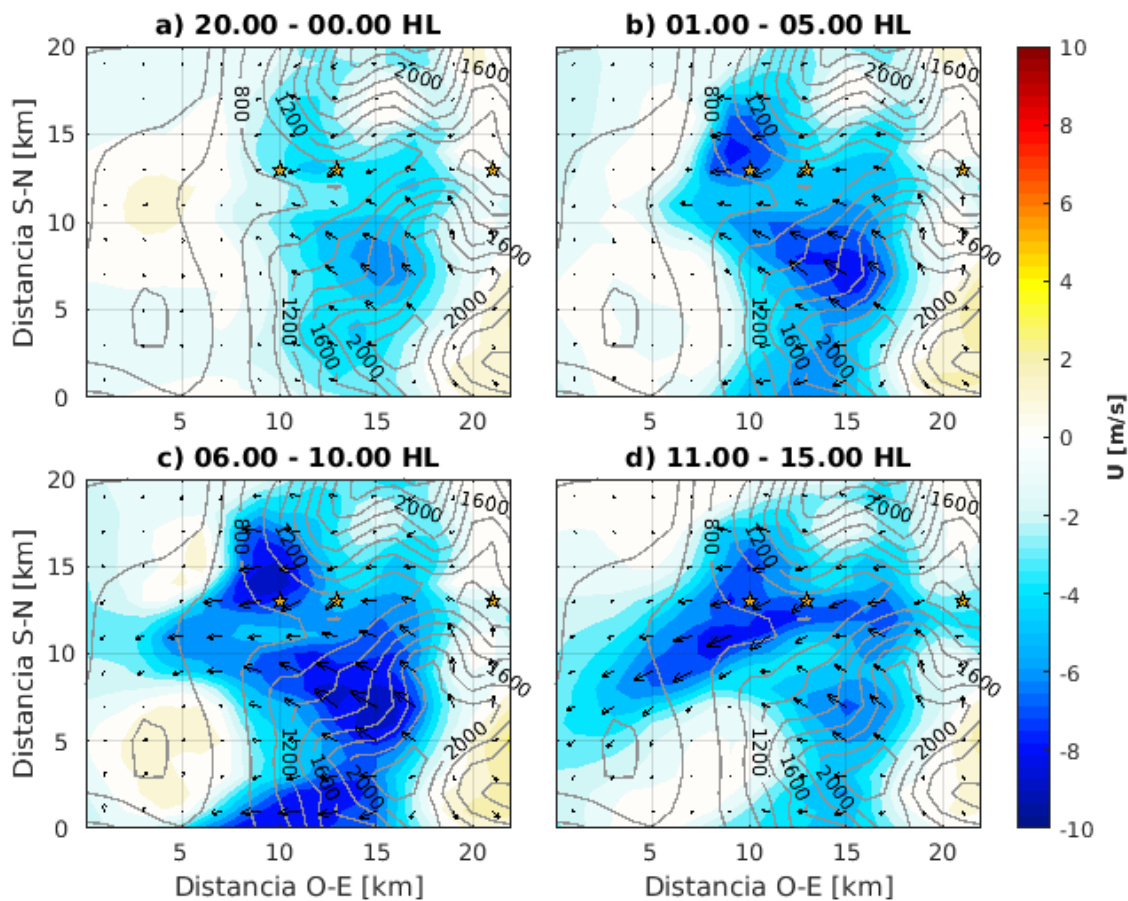


Figura 3.17 – Cortes horizontales (área A2, figura 2.3) promediados cada 5 horas de la componente zonal del viento (colores cada 1 m/s) y vectores (u,v) , espaciados cada 2 km. Ambas variables que se muestran corresponden a la elevación de 10 m s.n.s.. Las horas promediadas se muestran en el título de cada panel. Los contornos grises muestran la elevación de la topografía cada 200 m. Las estrellas amarillas indican los puntos de grilla correspondientes a la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha.

Respecto a la componente meridional del viento (no se muestra), el núcleo de viento Raco exhibe una débil componente norte en la zona río-abajo, al oeste de la CT. En cambio, río-arriba de la CT se tiene viento sur. Esta característica se debe a la orientación del valle, la cual es NO-SE al este de la constricción topográfica, y SO-NE al oeste de la misma. A las 09 HL (no se muestra) los valores máximos de v río-arriba y abajo son de 4 m/s y -5 m/s, respectivamente. Cabe destacar que se puede desarrollar una somera capa de viento sur en la ladera sur, probablemente al desarrollarse vientos catabáticos durante la noche.

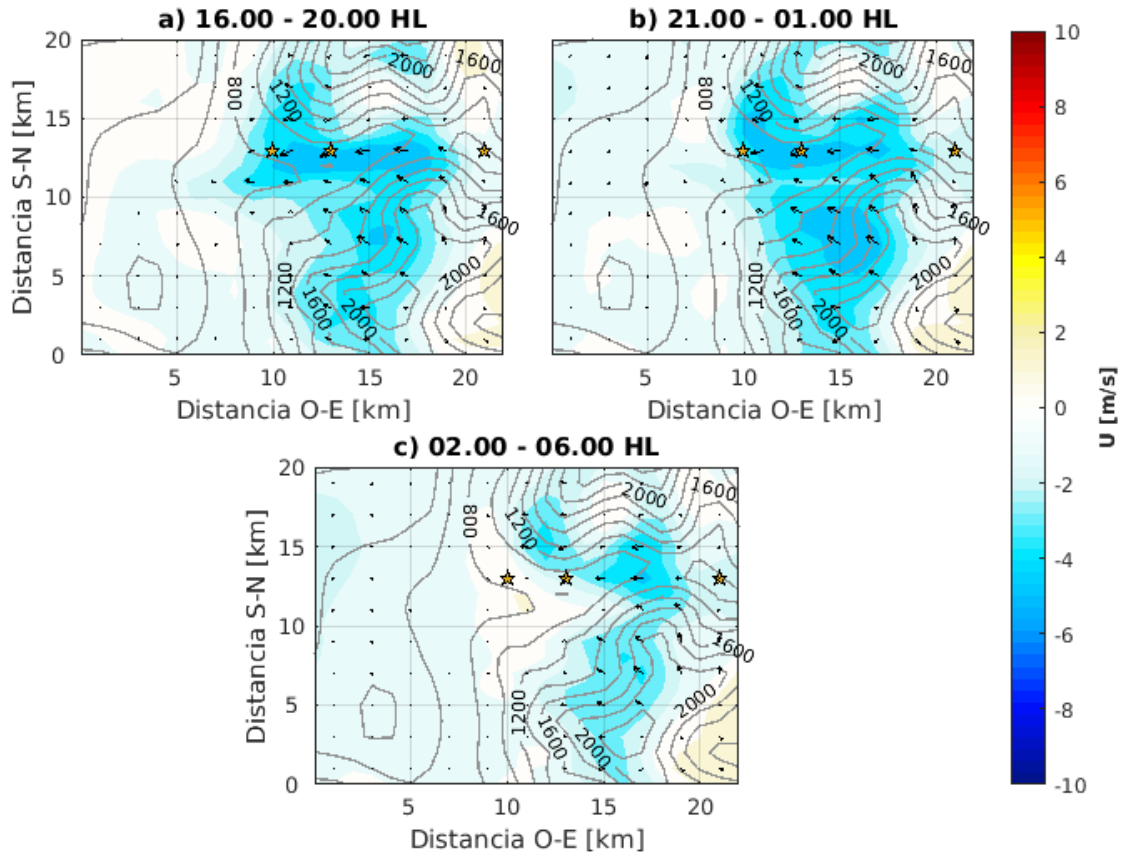


Figura 3.18 – Como en la figura 3.17, pero para el resto de promedios del evento de viento Raco.

Para tener una mejor idea del comportamiento del viento cerca de la superficie se graficaron cortes horizontales de u a 10 m s.n.s. en colores, además de los vectores (u,v) a la misma altura. La zona graficada corresponde al área A2 de la figura 2.3. Debido a que el evento dura 35 horas, se calcularon los promedios de las variables mencionadas cada 5 horas, teniendo de esta forma 7 imágenes de la evolución del evento. Cabe destacar que la información que las figuras muestran, al ser una variable cercana a la superficie, presenta tanto la participación del Raco, como de los vientos ladera/valle-abajo nocturnos.

En el panel a) de la figura 3.17, se observa cómo el viento del este en superficie domina entre los kilómetros 8 y 20 (eje de las abscisas), con valores de entre -2 y -4 m/s. La ladera sur del cajón muestra una intensidad mayor de u , con valores bajo los -5 m/s. A medida que el evento se intensifica (panel b), la ladera norte hacia la salida del cajón también muestra una intensificación de u negativo. Estas dos laderas mencionadas presentan un aumento aún mayor (ver panel c) cuando el evento alcanza el pico de intensidad (09 HL del 25/07/18),

alcanzando los -9 m/s. Además se observa a partir de los vectores, cómo la ladera norte presenta una leve componente norte, y la ladera sur, una componente sur más intensa. De esta forma, el viento converge a la salida del cajón, aproximadamente en el kilómetro 11 de sur a norte. Así los centros de máxima intensidad de u negativo se comienzan a unir en la salida del cajón. En esta zona u supera los -5 m/s. En el panel d) el evento ya se comienza a debilitar. Las laderas norte y sur pierden intensidad, cobrando mayor protagonismo el eje del valle, en la zona río-abajo de la CT, con valores de -8 m/s. La lengua de viento del este que se forma en este punto, presenta una componente norte ya más dominante, debido probablemente a la orientación general de la salida del cajón. Cabe destacar la diferencia entre los paneles a), b) y c) con el panel d). En los primeros tres paneles se observan los vientos más intensos sobre las laderas. Esto se debe, como se mencionó anteriormente, a la contribución de los vientos catabáticos junto al viento Raco. Ya el panel d) corresponde a un promedio diurno, razón por la cual los vientos catabáticos se disipan, dando paso a un chorro único a la salida del cajón. Ya en la figura siguiente (3.18), es claro que el evento se encuentra decayendo en intensidad, en comparación a las horas previas. En la tarde del día 25/07/18 (panel a) se observa cómo la zona de mayor intensidad del viento del este se mantiene centrada en el eje del cajón, pero restringido dentro de este, a diferencia de las horas previas. En el panel b) las laderas norte y sur vuelven a mostrar mayor intensidad de u , mostrándose similar al inicio del evento, debido al retorno de los vientos catabáticos. Por último, en el panel c) se observa cómo el último remanente de viento Raco retrocede aún más localizándose en las laderas norte y sur, y en el centro del cajón, entre las estaciones Obra y Manzano.

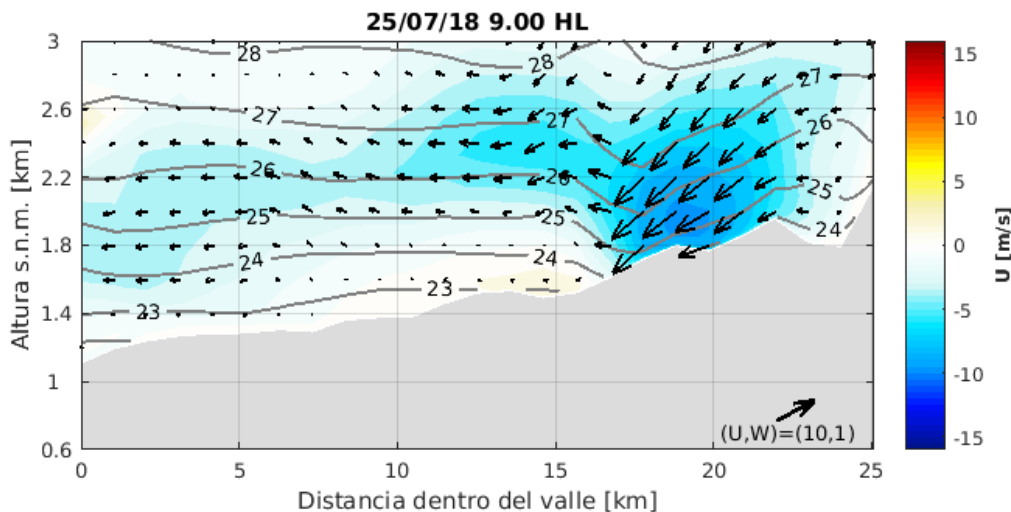


Figura 3.19 – Corte a través de la transecta T_4 (figura 2.3). En colores, cada 1 m/s, se muestra la componente zonal del viento, y en contornos grises la temperatura potencial cada 1°C . Los vectores muestran las componentes (u,w) , cada 200 m. El área gris denota la topografía.

En las dos siguientes figuras, se muestran cortes a través de los valles que convergen sobre el corredor de salida del Cajón del Maipo, a las 09 HL. Como se menciona en el capítulo 1.1, el viento Raco no correspondería a una tormenta sotavento ladera-abajo de una montaña. Debido a esto, no se espera que el viento provenga exactamente de la topografía abrupta ubicada justo al este del cajón, que alcanza una altura aproximada de 4000 m s.n.m., si no que se espera que las parcelas de aire que luego constituirían el viento Raco provengan

de altura y/o de alguno o ambos valles que convergen sobre el cajón de salida. La figura 3.19 muestra el corte de la transecta T4 de la figura 2.3. Se decidió mostrar la componente zonal del viento, aunque el valle no posea una dirección estrictamente zonal. Se observa cómo domina principalmente viento del este en todo el valle. Un núcleo intenso se ubica posterior al kilómetro 15, donde la topografía toma una pendiente más pronunciada. La magnitud máxima de u negativo es de 9 m/s a ~ 120 m s.n.s., donde a 10 m s.n.s. se alcanzan los -6 m/s. En esta zona se observa que de este a oeste las iséntropas descienden unos 500 m, para luego ascender unos 300 m. Siguiendo el comportamiento de las iséntropas, se tiene cómo en el núcleo mencionado hay descenso importante, para luego ascender previo al kilómetro 15. En este punto la magnitud de los vientos del este disminuye y se mantiene en altura. Entre los kilómetros 5 y 15, magnitudes por sobre los 3 m/s se ubican a unos 600 m s.n.s., para descender aproximadamente 200 m entre los 0 y 5 kilómetros de distancia. Respecto al ascenso/descenso, los valores de la componente vertical del viento varían entre los -1.5 y 0.4 m/s. La figura 3.20 muestra el corte de la transecta T5 de la figura 2.3. Cabe destacar que este valle cambia su dirección a partir del kilómetro 15, siendo esta NO-SE, razón por la que no se quiso graficar a partir de un corte recto más allá de la distancia mostrada. En este caso, debido a la orientación N-S de la zona graficada, se decidió mostrar la componente meridional del viento. De esta forma, se observan vientos sur o valle-abajo dominando hasta los 2300 m s.n.m.. Lo que la figura alcanza a mostrar son valores de hasta 6 m/s en el kilómetro 15, donde además parece haber un pequeño ascenso. El flujo del sur más intenso asciende, ubicándose a unos 400 m s.n.s. en el kilómetro 10, donde además pierde intensidad. A partir de este punto, v continua perdiendo intensidad ($v < 3$ m/s). En el kilómetro 5, la zona de viento sur descende y se mantiene sobre la superficie hasta el punto donde el valle converge con el Cajón del Maipo. La intensidad vuelve a aumentar, superando los 4 m/s alrededor del kilómetro 3. A partir de este punto, y acercándose al cajón de salida, la intensidad parece disminuir nuevamente. Sobre la capa descrita, se observa una débil componente del norte. En este caso, los valores de la componente vertical w varían entre los -0.3 y 0.4 m/s. De esta forma, se tiene que en ambos valles existe una capa de viento que se dirige valle-abajo y cuyas parcelas podrían estar contribuyendo en el flujo de viento que correspondería al viento Raco.

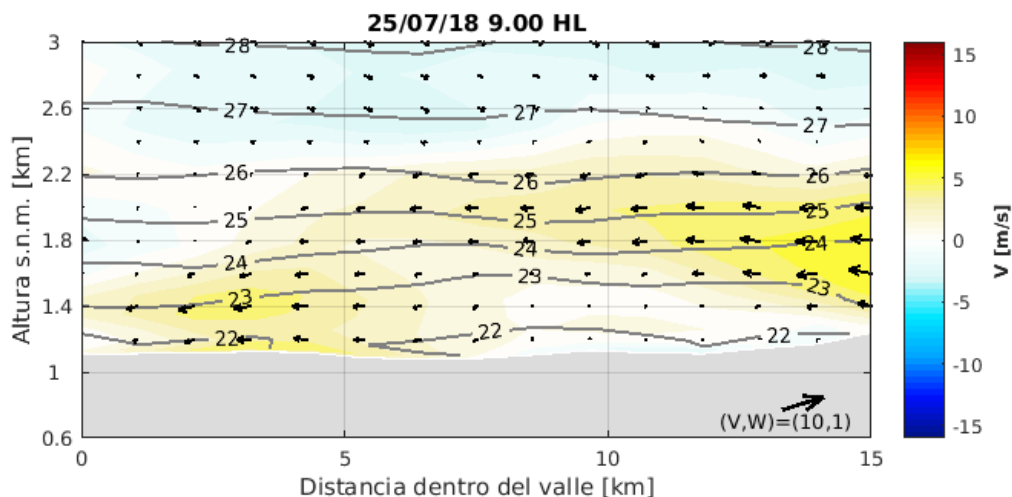


Figura 3.20 – Corte a través de la transecta T5 (figura 2.3). En colores, cada 1 m/s, se muestra la componente meridional del viento, y en contornos grises la temperatura potencial cada 1°C . Los vectores muestran las componentes (v,w) , cada 200 m. El área gris denota la topografía.

Por último, se estudió la estabilidad de la atmósfera durante el evento. La figura 3.21 muestra la estabilidad estática local durante la hora de máxima intensidad del evento. El rango de los valores obtenidos es de entre -0.01 y $6.7\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$. En general, se observa que la atmósfera a esta hora posee estabilidad estática local neutra o estable, con pequeñas zonas de inestabilidad, cercanas a la superficie. Esto último se observa sobre la constricción topográfica. Además existe una capa somera estáticamente estable sobre toda la topografía, de unos 50 metros de espesor, donde se concentran los valores máximos. En la capa correspondiente al flujo de interés, demarcado por los contornos rojos, correspondientes a la isotaca de -5 m/s , la atmósfera es principalmente estáticamente estable, lo cual se corrobora con la cercanía de las iséntropas. Sobre esta capa, existe otra aproximadamente neutra hasta los 3.6 km de altura. Esto se observa con especial claridad hacia la salida del Cajón del Maipo, donde la mayor distancia entre las iséntropas 27°C , 28°C y 29°C confirma la información. Esta capa además posee vientos débiles, lo cual será de interés para el análisis hidráulico que se hará más adelante. Las dos características dichas permiten caracterizar a la capa como pasiva, de forma que esta no inflencie a la capa de viento Raco a partir de intercambio de masa o perturbaciones de presión. Por otro lado, a la altura del tope de la cordillera, sobre los 3.6 kilómetros se observa mayor estabilidad estática local, cercana a los $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

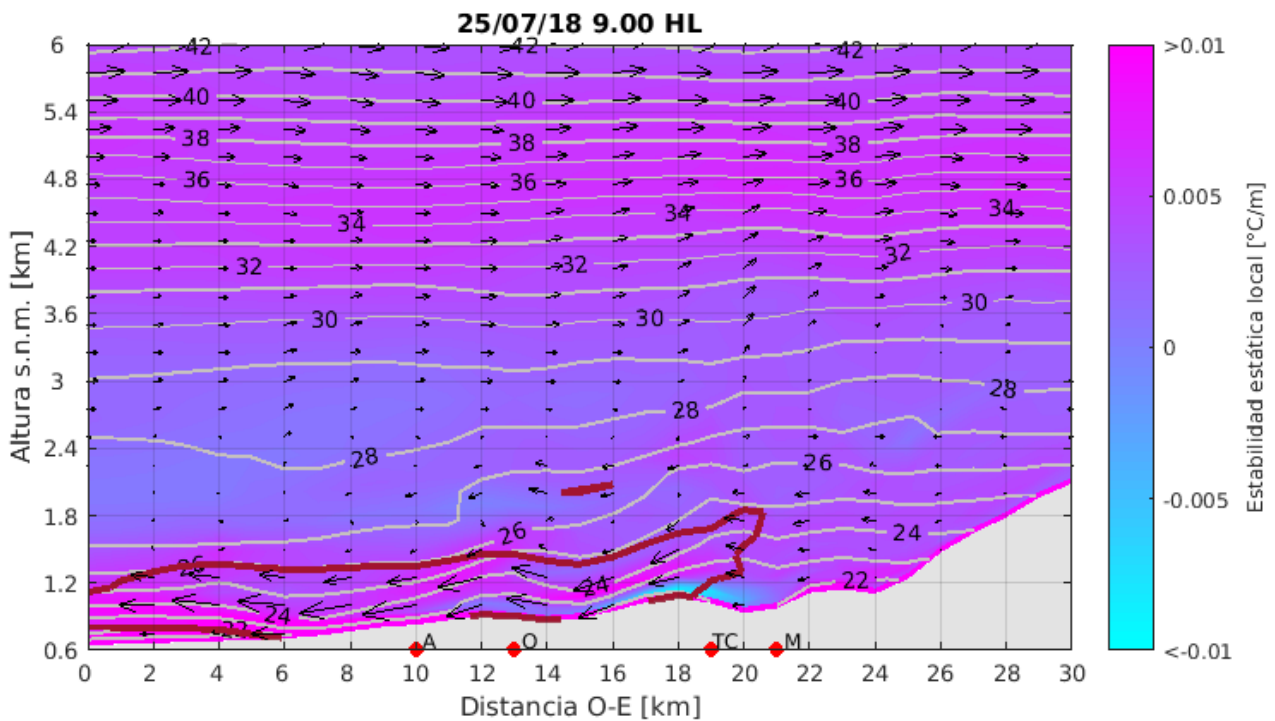


Figura 3.21 – Estabilidad estática de la atmósfera (en colores), durante la hora de máxima intensidad del evento de viento Raco. El rango de valores obtenidos comprende entre los -0.013 y 6.788 . Los vectores de viento (u,w) se muestran cada 250 m en la vertical y cada 2 km en la horizontal. Las iséntropas se grafican cada 1°C (contornos grises). La curva burdeco representa la isotaca -5 m/s , respectivamente. Los círculos rojos denotan la locación de las estaciones Almenar, Obra, la constricción topográfica, y la estación Manzano, de izquierda a derecha. La sección transversal corresponde a T1 de la figura 2.3.

3.4. Interacción con la poza fría

Como se mencionó en el capítulo anterior, al analizar las figuras 3.11 y 3.12, el viento Raco parece interactuar con la poza fría que se desarrolla durante las noches. En ellas se observa cómo las iséntropas $21 - 22^{\circ}C$ separan a la capa de viento del este, de otra capa somera de viento débil, principalmente del oeste, la cual corresponde a la poza fría nocturna. Esta separaría al viento Raco de la superficie a la salida del cajón, fluyendo así sobre la misma hacia el oeste, como mencionan Rutllant y Garreaud (2004) y Muñoz et al. (2020) en sus estudios.

Para ilustrar la interacción entre la poza fría y el viento Raco, se graficaron cortes horizontales del área A1 (figura 2.3) de la altura s.n.m. de la iséntropa $21^{\circ}C$, para distintas horas de la primera mitad del evento. Tonos más blancos implican mayor altura de la iséntropa, por lo que bajo esta habría temperatura potencial menor. Así, tonos claros implican menor temperatura potencial que los tonos oscuros. Negro implica ausencia de la iséntropa $21^{\circ}C$. Los vectores muestran las componentes horizontales del viento a 950 m s.n.m., cuando se cumple $u < -5$ m/s. La figura 3.22 muestra la hora de inicio en el panel a) y cuatro horas luego de este, en el panel b). Para facilitar el análisis en el cajón de salida, no se muestra información sobre topografía con altura mayor a 900 m s.n.m..

Se observa cómo a las 20 HL hay una zona potencialmente fría (tonos blancos) sobre los 25 km de distancia (S-N) y una potencialmente cálida (tonos rojos) al sur de la misma. Alcanzan alturas máximas/mínimas de 330 y 10 m s.n.s., respectivamente. El viento intenso del este se encuentra todavía restringido a la porción del cajón donde se ubica la estación Obra. Por otro lado, es posible identificar que la altura de la iséntropa $21^{\circ}C$ aumenta al acercarse a topografía pendentosa, es decir, esta sigue a la topografía. Avanzando en el evento, a las 00 HL (panel b) el flujo del este a 950 m s.n.m. ya no se restringe dentro del cajón, sino que fluye por sobre el valle de Santiago. Respecto a la altura de la poza fría, se mantiene la zona al sur del eje del cajón con baja altura, alcanzando los 750 m s.n.m.. Además se observa cómo esta zona de baja altura se extiende hacia el cajón, justo donde el flujo del este se desarrolla. Esto queda claro al observar el kilómetro 7 (O-E): al sur y al norte del eje del Cajón del Maipo se tienen valores de ~ 840 m (tonos amarillos), en cambio en el eje del kilómetro 21-22 (S-N) la altura disminuye cerca de 100 m. Anteriormente se mencionó que las salidas del modelo muestran una somera capa fría sobre la superficie, tanto en el en valle de Santiago como en topografía compleja. Sin embargo, existen pequeñas zonas potencialmente cálidas donde la iséntropa $21^{\circ}C$ no se encontró. Estas se observan en color negro, en Almenar y en la ladera norte del cajón, mirando hacia el oeste. Ambas zonas coinciden con la presencia de flujo del este en altura, donde $u < -5$ m/s. El calentamiento potencial que se evidencia con la desaparición de la iséntropa, coincide con el abrupto salto de temperatura que se observa en Almenar al iniciar el evento de viento Raco (figura 3.5). A partir de las 04 HL (figura 3.23, panel a), se tiene que la poza fría comienza a perder altura en toda la región graficada, lo cual es evidente al comparar con los tonos claros de la figura previa. Respecto al flujo intenso del este, se tiene que abarca mayor área que anteriormente. Así como a las 00 HL, los vectores coinciden con la zona de menor altura de la poza fría, la cual está nuevamente rodeada por alturas mayores al sur y al norte, esta vez alrededor del kilómetro 1 (O-E). Respecto a las zonas donde la iséntropa desaparece, se tiene que estas crecen levemente, para luego abarcar una mayor área a las 08 HL (panel b). Por otra parte, también se observan vectores a la salida de un valle ubicado al sur del cajón en ambos paneles, lo cual es mencionado en el tra-

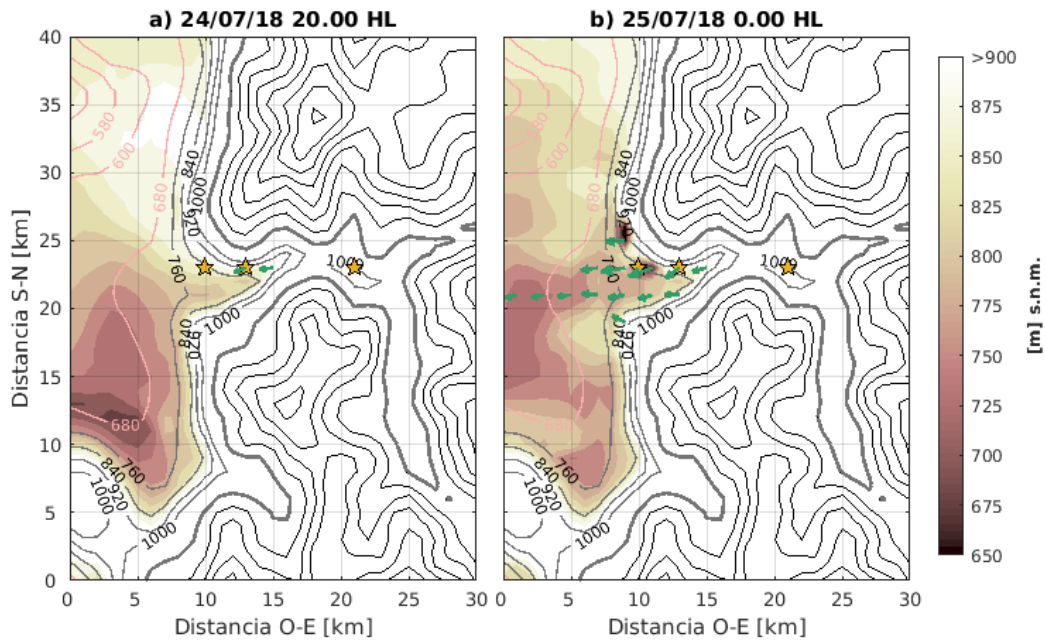


Figura 3.22 – Altura de la iséntropa 21°C s.n.m. (contornos coloreados cada 25 m), para la hora de inicio del evento en a) y 4 horas posteriores al mismo. Para facilitar el análisis en la zona de interés (cajón de salida), no se muestra información sobre topografía con altura mayor a los 900 m s.n.m.. Los contornos rosados y grises denotan la altura de la topografía cada 20 m hasta los 600 m s.n.m., para luego graficarlos cada 80 m hasta los 1000 m s.n.s.. Luego, cada 250 m. El contorno de altura de 1250 m s.n.m. se marca con la curva gris gruesa. Los vectores de viento corresponden a las componentes u y v a la altura de 950 m s.n.m., solo en aquellos casos en que $u \leq -5$ m/s. Las estrellas amarillas denotan el punto de grilla correspondiente a la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas Almenar, Obra y Manzano, de izquierda a derecha. El área corresponde a A1 de la figura 2.3.

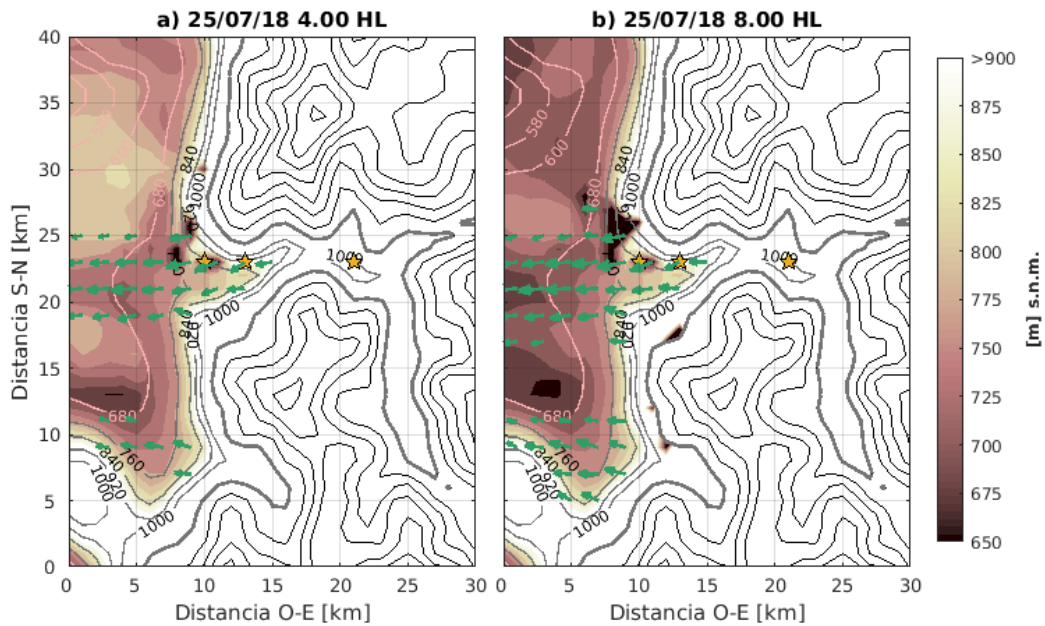


Figura 3.23 – Como en la figura 3.22, pero para las 04 HL en a) y 08 HL en b), del día 25 de julio del 2018.

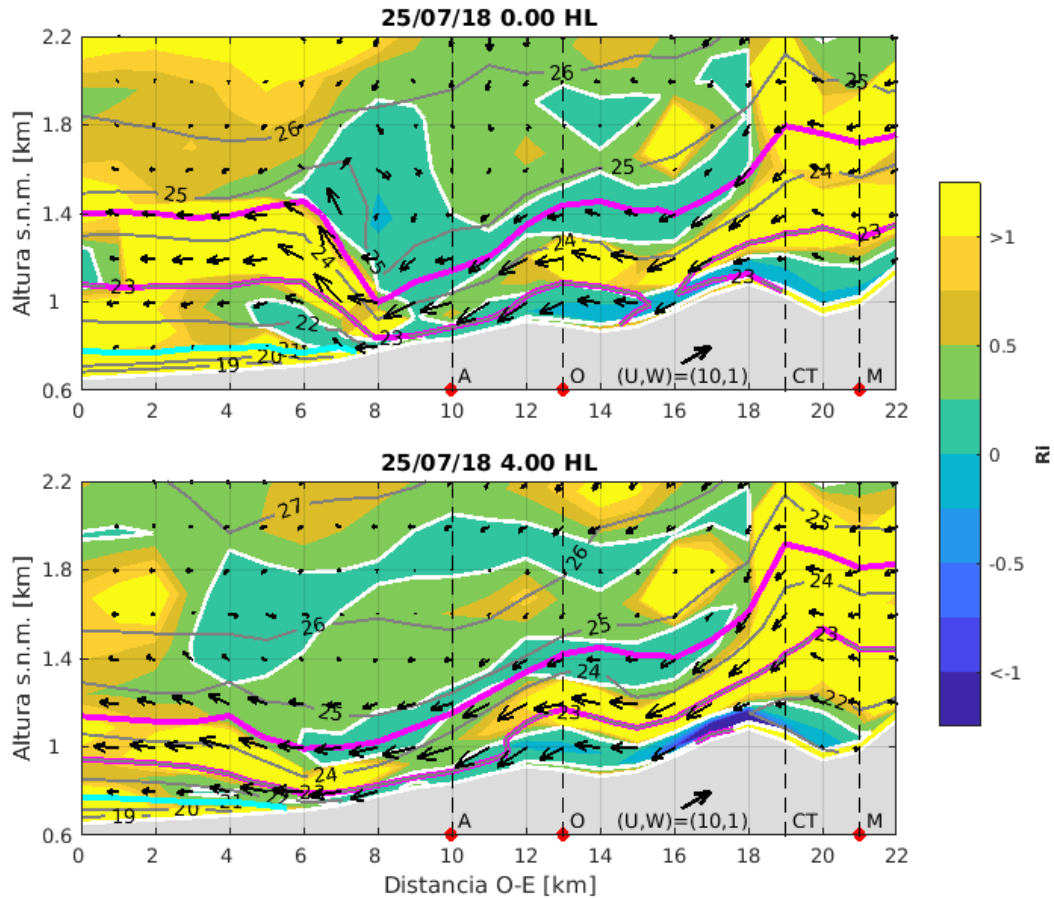


Figura 3.24 – Estabilidad dinámica o número de Richardson en colores, calculado para las 00 y 04 HL del día 25/07/18 (panel a) y b), respectivamente). Los contornos grises indican las iséntropas cada 1°C . Los vectores negros corresponden a las componentes (u,w) del viento. Los contornos blancos muestran donde $Ri = 0.25$. Los contornos rosados dan cuenta del tope y base de la capa de flujo intenso del este. El contorno celeste indica el tope de la poza fría. Las líneas discontinuas denotan la ubicación de las estaciones A, O, la constricción topográfica (CT) y la estación M, de derecha a izquierda. Los círculos rojos se usan para indicar solo a las estaciones meteorológicas.

bajo de Muñoz et al. (2020). En él se indica que los modelos producen chorros similares en diversos valles al norte y sur del Cajón del Maipo, sin embargo no nos enfocaremos en ellos en el presente trabajo.

Para entender la desaparición y descenso del tope de la poza fría, se quiso calcular la estabilidad dinámica en altura, a lo largo de la transecta T1', como se muestra en la figura 3.24. El panel a) corresponde al cálculo realizado a las 00 HL y el panel b) al hecho para las 04 HL, ambos del día 25 de julio. En ambos paneles, los tonos más azulados, marcados por el contorno blanco, corresponden a valores por debajo del número de Richardson crítico ($Ri_c = 0.25$), donde el aire pasa a ser dinámicamente inestable, permitiendo que este se vuelva turbulento. De esta forma, se observa en el panel a) una capa superficial dinámicamente inestable. Longitudinalmente, esta abarca en superficie, de este a oeste, hasta casi el kilómetro 7, donde se encuentra con la poza fría. Ahí, la capa inestable se despegó de superficie, encontrándose sobre la poza hasta el kilómetro 5. Cuatro horas más tarde (panel b), el límite este de la capa de inversión ha retrocedido hasta casi el kilómetro 5. Una delgada capa

dinámicamente inestable se mantiene sobre la la poza, mientras al este, la capa superficial inestable continua posicionada. En las horas siguientes se mantiene esta dinámica donde la poza fría se ve delimitada tanto al este como en el tope por una somera capa dinámicamente inestable. Estos resultados sugieren la posibilidad de erosión turbulenta en el tope de la poza fría, debido a cizalle. Por otro lado, en la transición del tope de la capa de Raco, también se observa una zona de turbulencia mecánica activada, la cual se localiza a ambas horas entre los kilómetros 6 y 18.

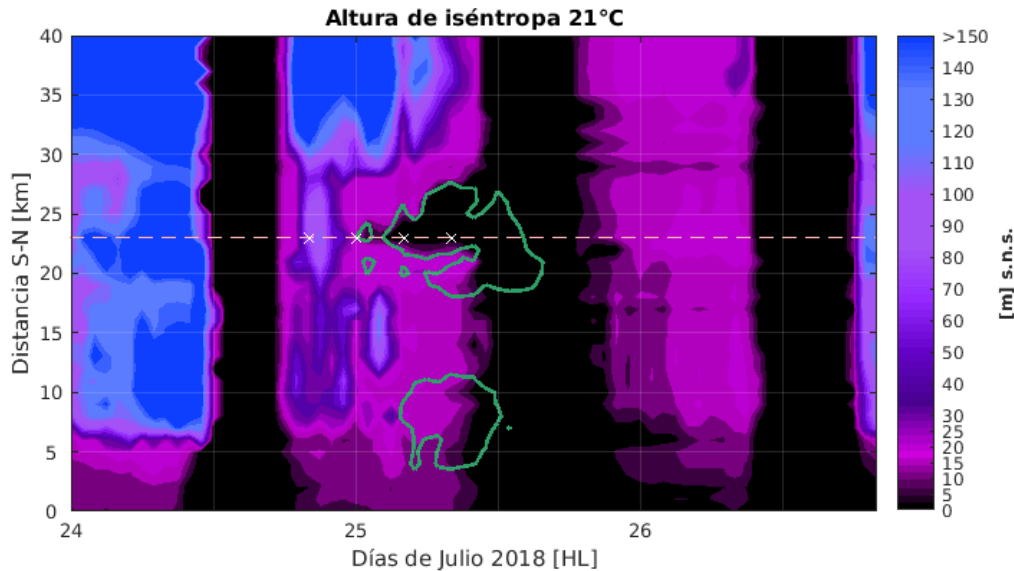


Figura 3.25 – Evolución en el tiempo (eje de las abscisas) de la altura [m] de la iséntropa 21°C s.n.s.. Los contornos se muestran cada 5 m hasta los 30 m de altura, y luego cada 10 m. El contorno verde marca la isotaca del viento zonal de -5 m/s , a 10 m s.n.s.. La línea segmentada indica el eje donde se encuentran las estaciones Almenar y Manzano. Las cruces blancas muestran las horas correspondientes a los gráficos de las figuras 3.22 y 3.23, respectivamente. El corte latitudinal corresponde a la transecta T3 de la figura 2.3.

Con la intención de revisar la evolución de la poza fría durante todo el evento, se graficó la altura de la iséntropa 21°C en todo el periodo de simulación, de la transecta T3 (figura 2.3), ubicada en el kilómetro 8 (O-E) de las figuras 3.22 y 3.23, a la salida del cajón. Debido a que al modelo le toma algunas horas alcanzar un estado de equilibrio en sus variables y el interés se encuentra enfocado en el día 25 y 26 de julio, revisaremos la figura 3.25 a partir del día 24. Respecto a la topografía de la transecta graficada, se tiene que entre los kilómetros 0 y 7, esta se ubica sobre la ladera de una montaña localizada al sur del Cajón del Maipo. Entre los kilómetros 28 y 40, la transecta se localiza en una zona con menor elevación respecto al resto de la misma. Es por esto que ambas zonas mencionadas destacan con condiciones distintas al resto de latitudes. Por otra parte, la recta discontinua indica el eje correspondiente al Cajón del Maipo. En el día 22 (no se muestra) las condiciones eran frías. Ya el día 23 a las 02 HL, se desarrolla una baja costera en superficie y una predorsal se posiciona en altura. Debido a la subsidencia de gran escala y las condiciones despejadas, la temperatura potencial aumenta hacia los siguientes días. Durante el día 24, se tiene que la altura de la iséntropa 21°C posee valores cercanos a los 300 m s.n.s., que al comparar con los días posteriores, revela corresponder a condiciones más frías que aquellas presentes al desarrollarse viento Raco. En la tarde del mismo 24 y los días siguientes se observan manchas negras que indican una altura de la

iséntropa de 0 m. Es decir, las condiciones diurnas son suficientemente cálidas como para que esta no se encuentre. Esto ocurre típicamente entre las 12 y 18 HL, a excepción del día 25. A las 21 HL del 24 de julio, en el eje del cajón, el enfriamiento ya posicionaba a la iséntropa a unos 110 m s.n.s, sin embargo, esta comienza a disminuir su altura, hasta alcanzar los 17 m s.n.s. A las 00 HL del día 25, entre los kilómetros 7 y 28 (S-N), la altura de la iséntropa $21^{\circ}C$ muestra valores similares, de entre 15-30 m s.n.s.. Rápidamente, en el eje del cajón, se sienten los primeros vientos del este intensos a 10 m s.n.s., denotado por los contornos verdes. Primero un pulso corto, reanudado a alrededor de las 03 HL hasta las 14 HL en el eje del cajón. Cabe destacar cómo el viento intenso superficial coincide con la desaparición de la iséntropa $21^{\circ}C$, tanto en el eje, como en sus alrededores.

Respecto a la isotaca ubicada alrededor del kilómetro 7 (S-N), se especula que sean vientos ladera-abajo nocturnos intensos, sin embargo, sin mayor información es difícil hacer conjeturas.

3.5. Análisis hidráulico

Como hemos revisado en los capítulos anteriores, el evento de viento Raco estudiado presenta una transición de velocidad de relativamente baja río-arriba, a otra alta río-abajo. Esta diferenciación se da aproximadamente a partir de una constricción topográfica ubicada dentro del Cajón del Maipo, entre las estaciones Manzano al este y Obra al oeste. En este tipo de casos, se puede aplicar una adaptación de la teoría hidráulica, en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, comúnmente utilizada para el análisis de cuerpos de agua que cambian de régimen de velocidad ante el paso por un obstáculo. Sin embargo, como explica [Durrán \(2003\)](#), se recomienda aplicar la teoría hidráulica en la atmósfera de una forma cualitativa y no cuantitativa, debido a la dificultad que implica adaptar ciertos cálculos a una capa de flujo continuamente estratificada y sin límites verticales. A pesar de esto, en las siguientes subsecciones se hizo el intento de calcular ciertas variables de importancia en la materia, con la intención de dilucidar la naturaleza del evento estudiado. De esta forma, se realizaron cálculos similares a aquellos desarrollados en el estudio de [Flamant et al. \(2002\)](#), en el cual se calculó una solución hidráulica en el marco de la aproximación de aguas poco profundas de gravedad reducida. A partir de este trabajo, y el realizado por [Jiang \(2014\)](#), se recopilieron ciertas características que debe tener el flujo de interés para que sea interpretado como un fenómeno hidráulico. Estas corresponden principalmente a:

1. Flujo somero.
2. Flujo confinado en los dominios del valle.
3. Capa de inversión delgada, limitando la extensión vertical de la capa de flujo de interés.
4. Presencia de una atmósfera "pasiva" sobre la capa de inversión.
5. El flujo másico y la energía deben conservarse a lo largo del valle.

Para estudiar el viento Raco en el marco de la teoría de flujo hidráulico, se pueden aproximar líneas de corriente a iséntropas, y por lo tanto, se puede establecer una capa de flujo a partir de iséntropas que determinen tanto la base como el tope de la misma. Como se ve en las

figuras 3.11, 3.12 y 3.13, los vectores de viento siguen la dirección de las iséntropas, por lo que es posible usar la aproximación. De esta forma, el análisis siguiente será realizado sobre una capa de flujo intenso del este, que representará al viento Raco. Para más detalles, revisar el capítulo 2.4.5.

Volviendo al análisis, en primer lugar, se mencionó la necesidad de un cambio de régimen en el flujo para interpretar a este desde el punto de vista hidráulico. Para confirmar esto, se calculó el número de Froude (ecuación 2.5) para la hora de inicio, máximo de u y finalización del evento. Respecto a la variables usadas para el cálculo, en las figuras 3.26, 3.27 y 3.28, se muestra en los paneles a) los cortes zonales de u en colores, donde en rosado se denotan las iséntropas escogidas para delimitar el flujo de interés en cada horario. En los paneles b) se muestra cómo van variando los parámetros utilizados en el cálculo del número de Froude a lo largo de la distancia O-E del corte del primer panel. En el inicio del evento (figura 3.26), el panel a) muestra al viento intenso del este confinado entre los kilómetros 9 y 16 (O-E), zona donde además las iséntropas descienden unos 200 m. Previo a esto, la iséntropa de la base ($23^{\circ}C$) asciende un poco. De esta forma, el espesor (panel b) disminuye al aproximarse a la zona de descenso (kilómetro 16) desde el este, para luego ensancharse hacia la salida del cajón. El promedio de u en la capa aumenta al disminuir el espesor de la misma, y disminuye cuando esta se vuelve a ensanchar en el kilómetro 8. En la figura 3.27, se observa en el panel a) cómo al encontrarse con la CT, las iséntropas descienden cerca de 500 m, a la vez que la intensidad de u aumenta. A esta hora es claro el aumento del promedio de u (panel b) con

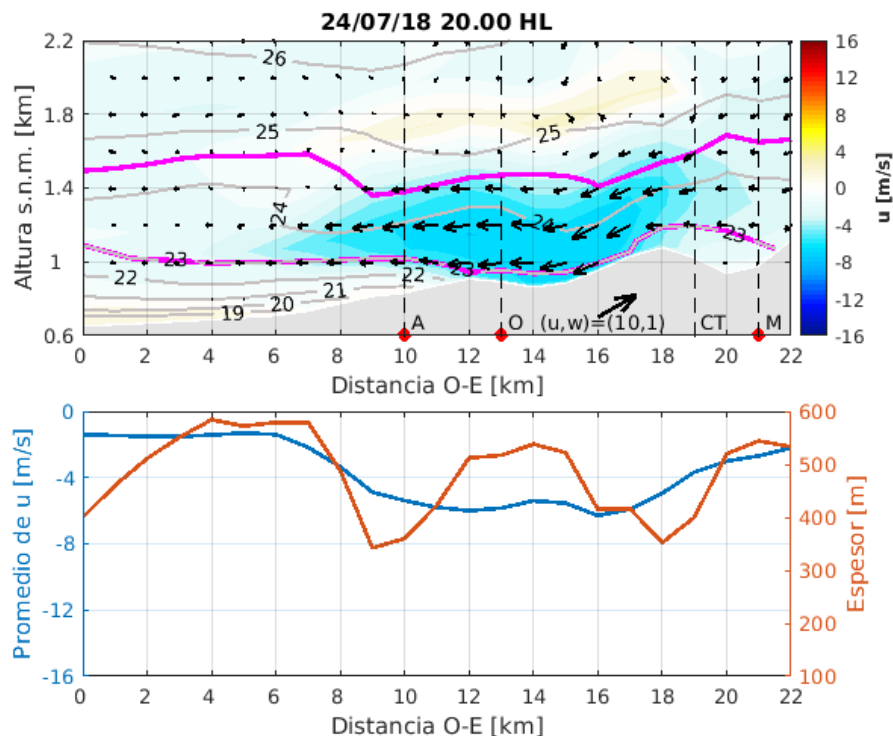


Figura 3.26 – Variables usadas para el cálculo del número de Froude de la hora de inicio del evento. El panel superior corresponde a la transecta $T1'$, graficada en la vertical hasta los 2.2 km de altura. Los contornos rosados denotan las iséntropas escogidas como tope y base de la capa de viento intenso del este. El panel inferior muestra los valores de espesor de la capa de interés en rojo, y de u promedio en la misma, a lo largo del cajón. Ambos paneles coinciden en el eje de las abscisas.

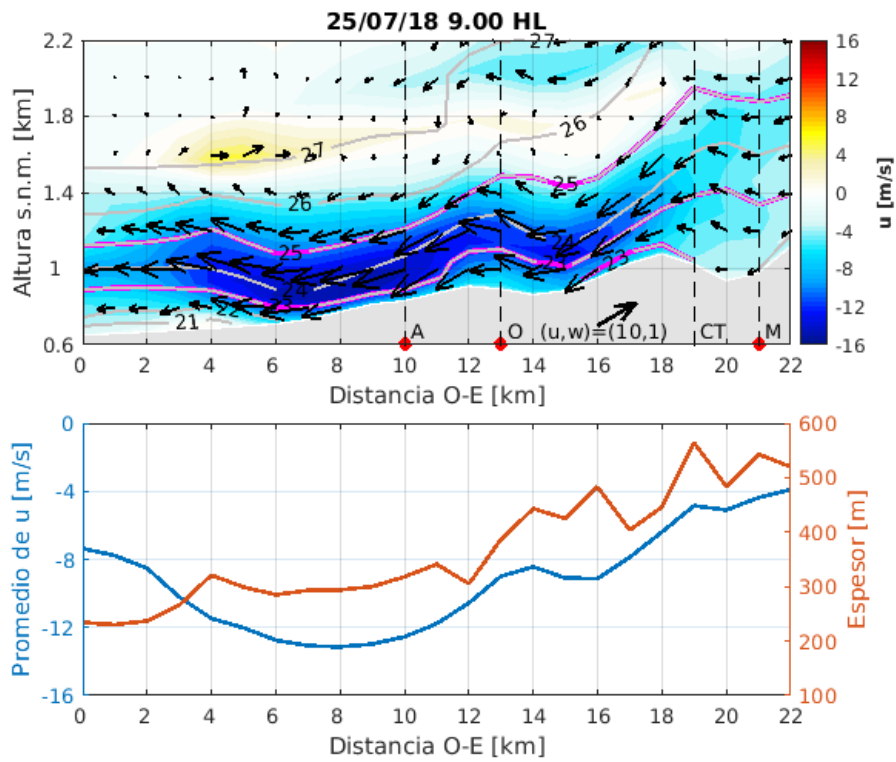


Figura 3.27 – Como en la figura 3.26, pero para la hora de mayor intensidad del evento.

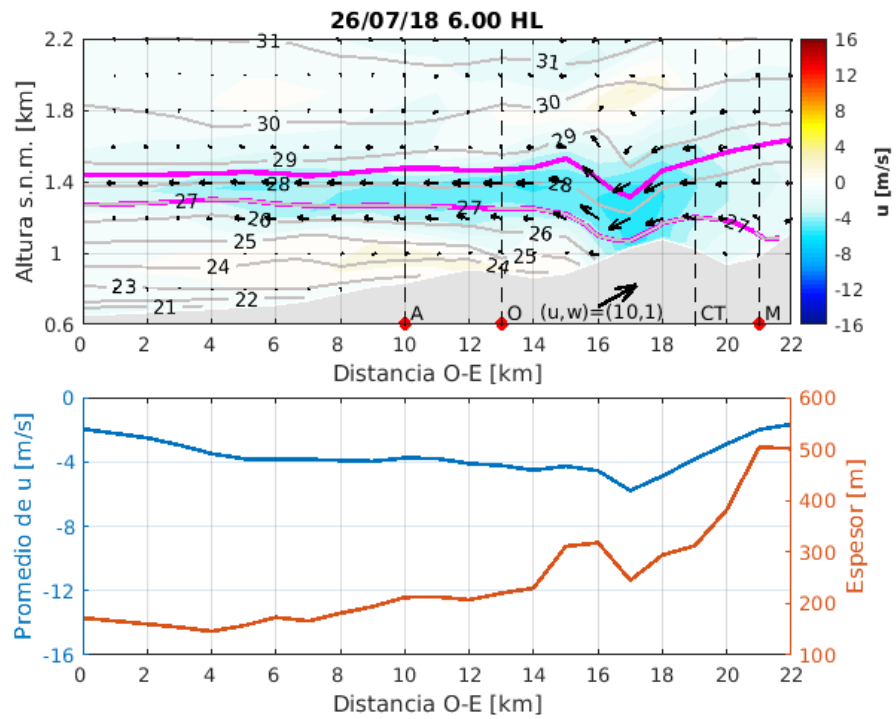


Figura 3.28 – Como en la figura 3.26, pero para la hora finalización del evento.

respecto a la hora de inicio. Su intensidad varía desde los 2 m/s al este de Manzano, aumentando hasta alcanzar los 13 m/s en el kilómetro 8, para luego disminuir nuevamente hacia la salida del cajón. Respecto al espesor, este muestra una correlación positiva de 0.9 con u , excepto a la salida del cajón, entre el kilómetro 0 y 4. Su valor varía entre 600 y 200 m. Al finalizar el evento (figura 3.28), se ve en el panel a) nuevamente el descenso (~ 200 m) de las iséntropas cerca de la CT, junto a un aumento en la intensidad de u . Esta vez el viento Raco se encuentra confinado entre los kilómetros 16 y 18. Pasada esta zona, las inséntropas ascienden y la magnitud de u disminuye paulatinamente hacia la salida del cajón. Esto se observa con mayor claridad en el panel b). La intensidad de u aumenta juntos a la disminución del espesor. Este último se recupera hacia el oeste del kilómetro 16, para luego continuar disminuyendo, junto a la magnitud de u . Así, el espesor y el promedio de la componente zonal del viento muestran una correlación negativa, también de 0.9, entre el kilómetro 15 y 22.

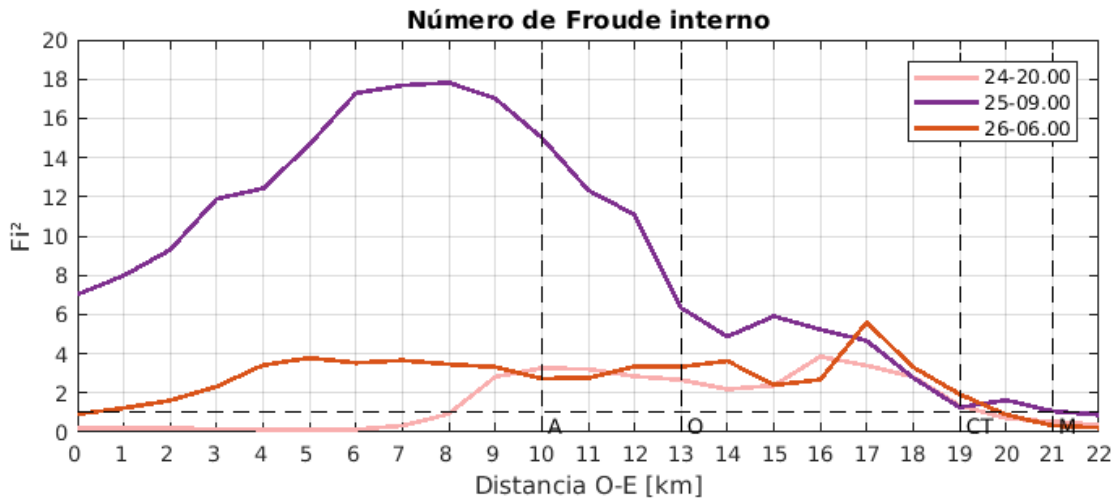


Figura 3.29 – Cálculo del número de Froude interno a lo largo del cajón del Maipo a la hora de inicio (rosado), de máxima intensidad del evento (morado) y de finalización (rojo) del mismo.

En la figura 3.29 se presentan los resultados del cálculo del número de Froude, obtenido a partir de las variables recién analizadas. La curva morada presenta una magnitud mayor a la obtenida al inicio y finalización del evento, ya que el promedio de u a las 09 HL es bastante mayor. Se puede observar cómo próximo a la CT se alcanza un F_i^2 cercano a la unidad en los tres momentos (curvas) graficados, dividiendo al flujo en subcrítico ($F_i^2 < 1$) río-arriba y supercrítico ($F_i^2 > 1$) río-abajo de la CT. Como menciona Armi (1986) en su trabajo, para una única capa fluyendo sobre un obstáculo, un flujo asimétrico solo puede existir si el número de Froude del flujo es uno en la cresta del obstáculo. El caso bajo estudio actualmente no corresponde a una única capa, sin embargo, la condición nombrada en el trabajo recién mencionado sí se cumple en la simulación del evento de julio del 2018.

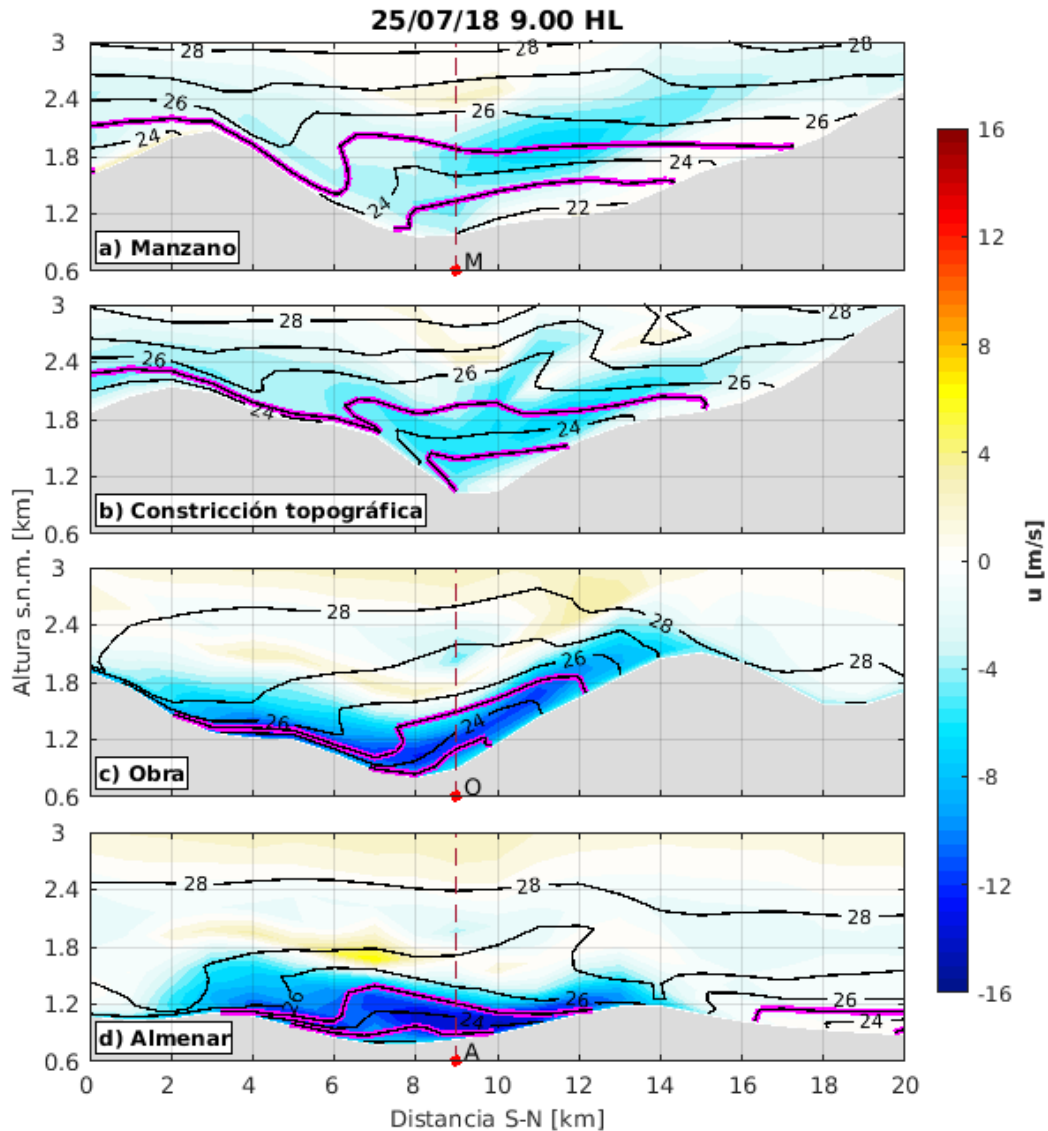


Figura 3.30 – Corte a través de las transectas T2 de la figura 2.3 (paneles ordenados de este a oeste) a las 09 HL del día 25 de julio del 2018, donde en colores se muestra u y en contornos grises la temperatura potencial. Las curvas rosadas representan las iséntropas escogidas para comprender la capa de flujo intenso del este.

Respecto a la lista de características dadas anteriormente, en primer lugar se indica que la capa de flujo debe ser somera. En este caso se tiene que la capa de viento Raco alcanza hasta unos 600 m de espesor, cumpliéndose de esta forma la condición. El punto dos se verifica al revisar la figura 3.30. A las 09.00 HL del 25/07/18 las iséntropas escogidas para determinar la capa de viento intenso, fueron 23°C y 25°C , respectivamente. Al observar la capa determinada por estas iséntropas, se tiene que el flujo del este intenso se encuentra principalmente confinado dentro del dominio del cajón. El punto 3 no se cumple en la simulación del evento, ya que el modelo no fue capaz de recrear la inversión térmica. Sin embargo, en los radiosondeos obtenidos de la campaña de toma de datos sí se observan cambios en la densidad (ver capítulo 3.2). A pesar de esto, la capa de interés sí se ve delimitada en el tope por un cambio de estabilidad estática, que pasa de estable a neutra, como se observa en la

figura 3.10. Además existe un cambio en el régimen de vientos, donde la capa ubicada sobre el viento Raco se encuentra casi estancada, lo que queda claro al observar las figuras 3.15 y 3.12. El punto 4 menciona la necesidad de una atmósfera pasiva sobre la capa de inversión. Respecto a esto, Jiang (2014) dice que una capa superior neutra o menos estratificada y con vientos débiles tiene menor influencia sobre la capa de interés, facilitando la aplicación de la teoría. De esta forma, tendríamos que este punto se cumple, ya que como se mencionó anteriormente, la capa superior al flujo de interés es aproximadamente estáticamente neutra y posee vientos débiles. En cuanto a la conservación a lo largo del cajón, del flujo másico y la energía en la capa de interés, esta será revisada en las siguientes subsecciones.

3.5.1. Conservación del flujo másico

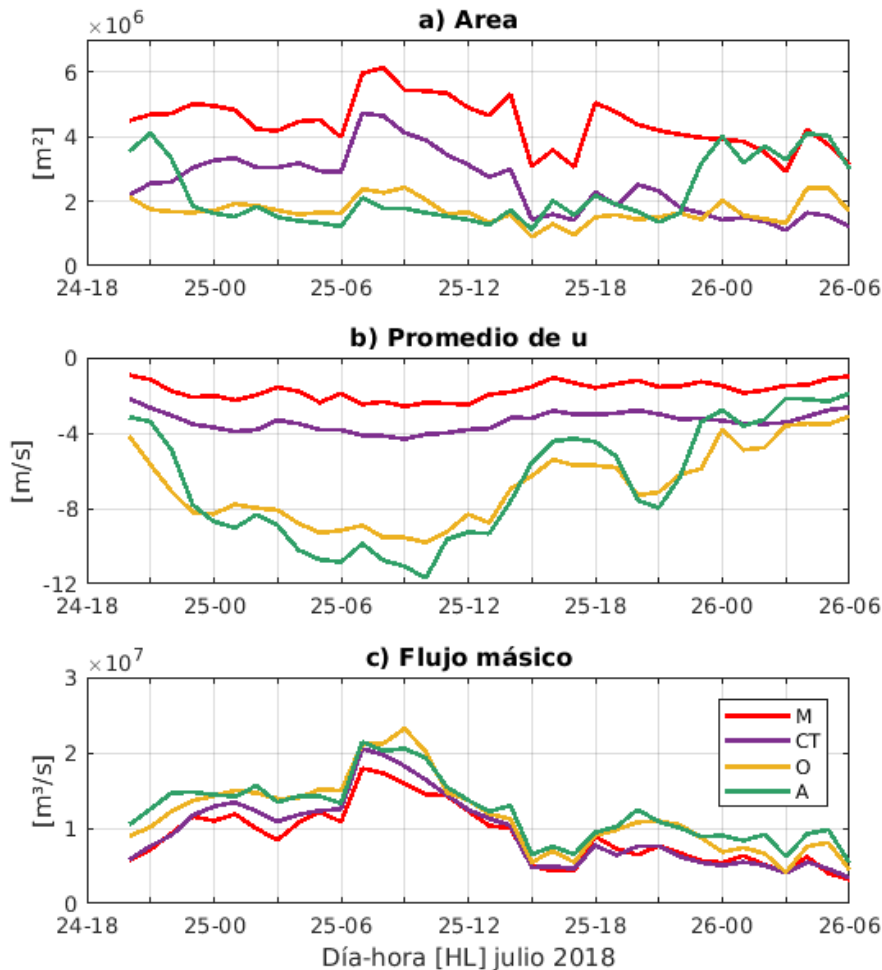


Figura 3.31 – Serie de tiempo de las variables principales utilizadas en el cálculo del flujo másico (D) del viento Raco durante el evento estudiado: área en panel a) y promedio de u en el panel b). D se muestra en el panel c). El cálculo se realizó para 4 zonas dentro del cajón del Maipo: Manzano (curva roja), CT (curva morada), Obra (curva amarilla) y Almenar (curva verde).

A partir de la ecuación 2.7 y con las consideraciones mencionadas en el capítulo 2.4.5, se calcularon, sobre la capa de interés, las distintas variables necesarias para el cálculo del flujo másico del viento Raco. La figura 3.30 corresponde a un ejemplo a las 09 HL de las áreas en el cajón donde la ecuación fue aplicada. El área transversal de la capa de interés se muestra delimitada por las curvas rosadas, correspondiente a las iséntropas escogidas para comprender la capa de interés. De esta forma, los términos de la ecuación que se muestran en la figura 3.31, se obtuvieron a partir de secciones como esta. En los paneles a) y b) se muestran el área y promedio de la componente zonal del viento (\bar{u}), respectivamente. En el panel c), se muestra el resultado del flujo másico. Las distintas curvas corresponden a los valores obtenidos para las distintas secciones meridionales escogidas a través del Cajón del Maipo, para representar la conservación a lo largo del mismo. Los resultados exhiben un flujo prácticamente constante, es decir, las distintas secciones del cajón poseen un valor similar, con una fluctuación media del 22 % del flujo promedio total. Además, al observar las distintas secciones, pareciese que aquellas de Manzano y la CT poseen valores más cercanos entre sí, sucediendo lo mismo con Obra y Almenar. Al calcular la fluctuación de ambos pares, se tiene que el valor anterior disminuye a un 16 % entre Manzano y la CT, y a 9 % entre Almenar y Obra. En los paneles a) y b) se observa cómo las secciones de Manzano y la CT mantienen valores mayores en lo que respecta al área, en cambio, las secciones de Obra y Almenar compensan esto con magnitudes de \bar{u} mayores. Esta compensación ocurre durante todo el evento. Por otra parte, se observa cómo el flujo másico varía durante el evento de viento Raco, aumentando el día 25 a las 06 HL, para luego disminuir a las 15 HL. A las 06 HL, en Manzano y la CT se tiene que \bar{u} mantiene los valores de las horas previas, a diferencia del área, la cual presenta un aumento marcado. Previo a las 15 HL, se observa una disminución en \bar{u} , especialmente en Almenar y Obra, además de una disminución en el área de Manzano y la CT, ante lo cual esta última logra un valor de área similar a Obra y Almenar. Previo a las 21 HL se observa una recuperación en \bar{u} en las secciones de Almenar y Obra, para luego debilitarse el evento. Además se tendría que luego de esa hora, Almenar y Manzano presentan valores de área similares. De esta forma se compensan los cambios de magnitud en las variables a lo largo del Cajón del Maipo, dando como resultado la conservación del flujo másico. Por otra parte, toda esta fluctuación en el área y \bar{u} de las distintas secciones durante el evento dan cuenta de las características del mismo. Por ejemplo, en el caso de \bar{u} , si restamos Almenar-Obra, la diferencia positiva o negativa da cuenta de la ubicación del núcleo de máximo viento del este durante el evento. Como se mencionó en la sección 3.3, al iniciar el evento la zona intensa del viento Raco se desarrolló cerca de Obra, luego este avanzó hacia al salida del cajón, para después del mediodía del 25, retroceder. Unas horas más tarde, la zona intensa volvió a avanzar hacia la salida, para luego retroceder nuevamente hasta finalizar el evento.

3.5.2. Conservación de energía

Para el cálculo de conservación de energía, se utilizó la ecuación 2.8 sobre el área A2 de la figura 2.3. Como se relata en el capítulo 2.4.5, para el cálculo de conservación de energía se requiere el uso de la gravedad reducida. Para esto es necesario realizar una aproximación del valor $\Delta\theta$, debido a la ausencia de una inversión térmica delimitando el tope de la capa de viento intenso del este en la simulación del evento. En el mismo capítulo mencionado se indica la aproximación utilizada (ecuación 2.6).

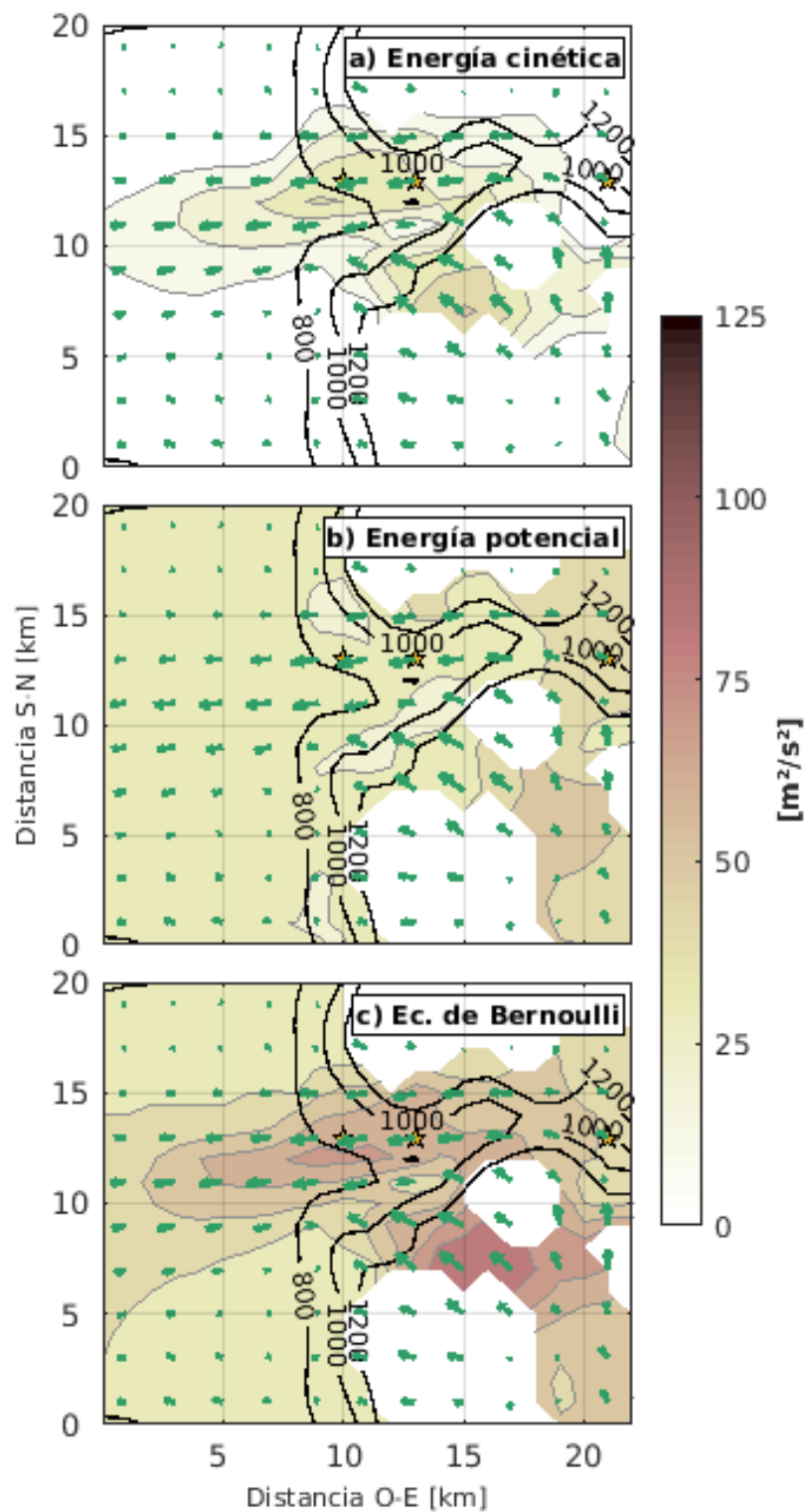


Figura 3.32 – Promedio entre las 20.00 HL del 24/07/18 y las 00.00 HL del 25/07/18. Representa el inicio del evento, cuando este aun no alcanza su mayor intensidad. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Los contornos se muestran cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

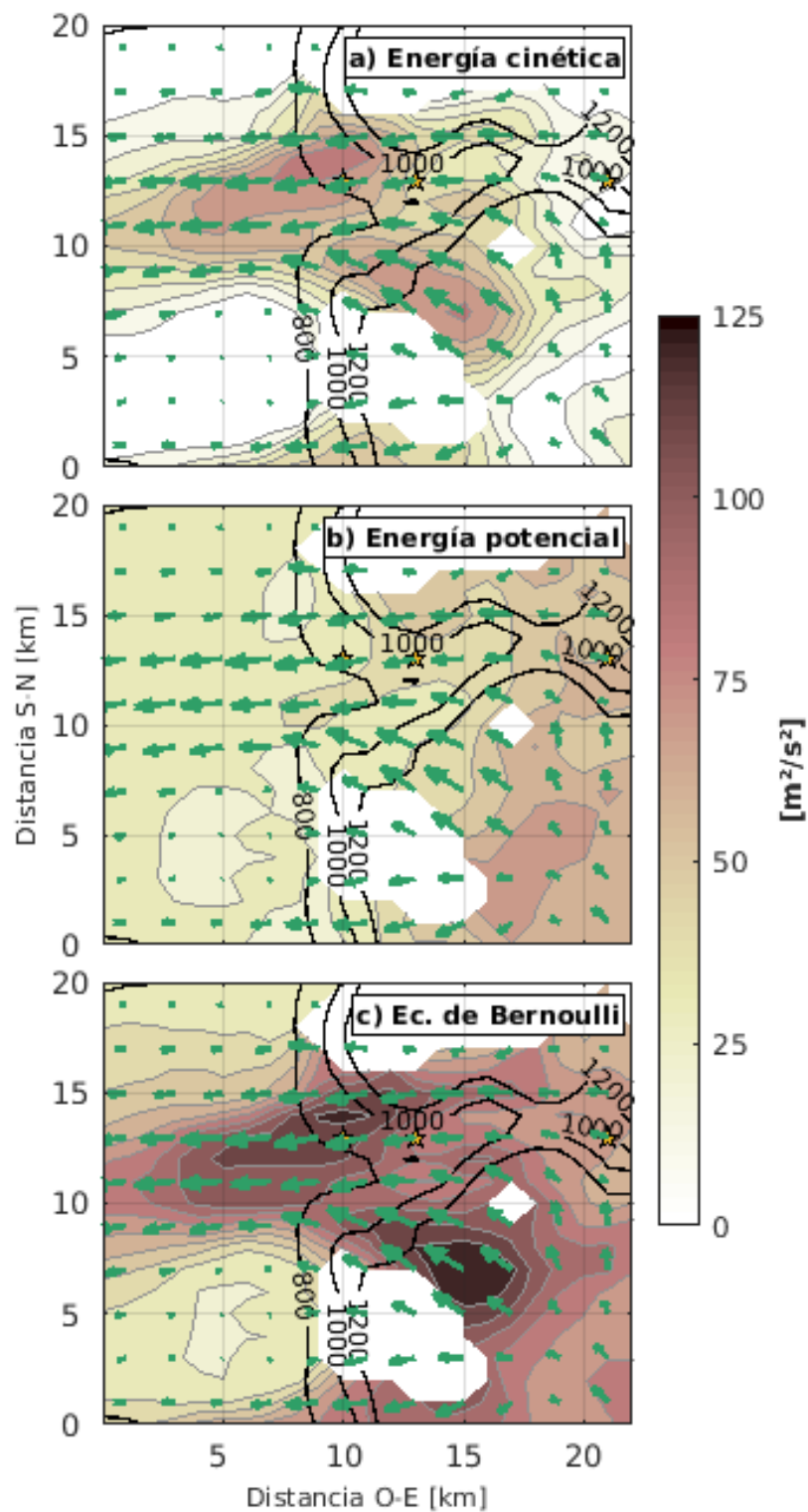


Figura 3.33 – Promedio entre 06.00 y 10.00 HL del día 25/07/18. Representa al momento de mayor intensidad del evento, cuando además su ubicación es cercana a la salida del cajón. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Los contornos se muestran cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

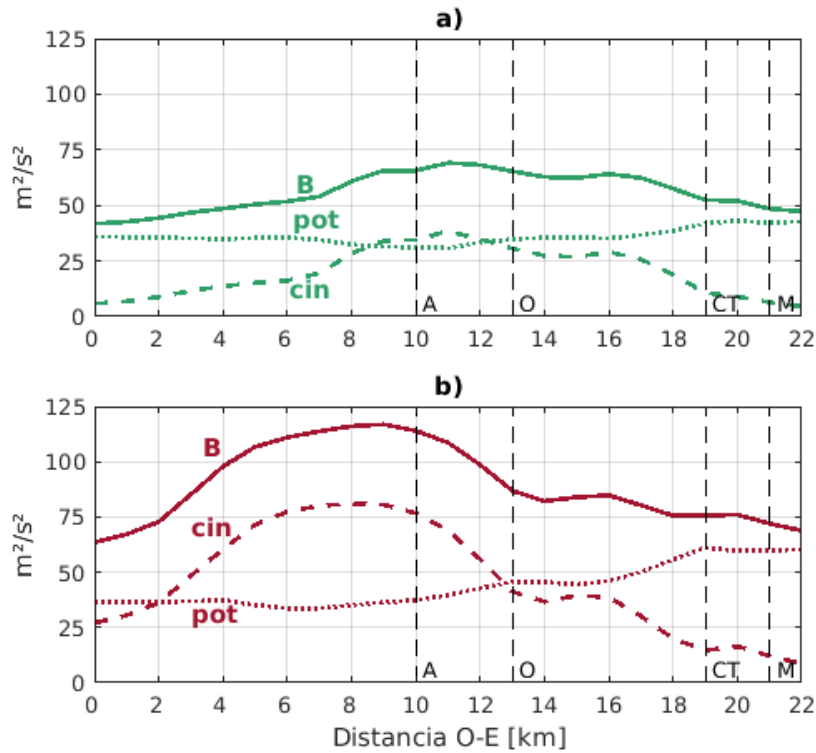


Figura 3.34 – Valor de la ecuación de Bernoulli (ecuación 2.8), denotado como B , siguiendo la transecta $T1'$ (figura 2.3), para el promedio de las 5 horas iniciales del evento (panel a), proveniente de la figura 3.32, y para el promedio de las 5 horas de mayor intensidad (panel b), proveniente de la figura 3.33. La energía cinética (curva segmentada) se denota como cin , y la potencial (curva punteada), como pot . Las líneas segmentadas verticales indican la ubicación de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, además de la constricción topográfica (CT).

El resultado del cálculo se muestra en las figuras 3.32 y 3.33. Estas muestran promedios de 5 horas de la ecuación de Bernoulli (B en el panel c), y los términos de la misma: energía cinética y energía potencial (paneles a) y b), respectivamente). La primera figura representa al inicio del evento, cuando este todavía no alcanza su máxima intensidad. Se observa en ella cómo la variación espacial de B , parece estar dada por la energía cinética, ya que las zonas con mayor intensidad coinciden entre los paneles a) y c). Esto se observa en los 7 promedios del evento (no se muestran todos). La energía potencial parece disminuir su valor de este a oeste. Respecto a la conservación de energía, se tiene en el panel c) que el valor total de la energía aumenta hacia la salida del cajón, donde se concentra el viento intenso, alcanzando valores de hasta $75 m^2/s^2$. Una vez que el viento pierde intensidad a la salida, B también disminuye, siguiendo el patrón de la energía cinética. En la segunda figura, la cual representa al evento cuando alcanza la máxima intensidad de vientos del este, tanto la energía cinética como la potencial, aumentan en magnitud. Nuevamente se observa cómo la energía cinética domina en el cálculo de Bernoulli, ya que el patrón de los paneles a) y c) son muy similares. Por otro lado, en este promedio, u alcanza sus máximos valores del evento, lo cual se refleja en el cálculo, alcanzando B valores de hasta $125 m^2/s^2$. Los valores alcanzados y la fluctuación obtenida en los dos promedios mostrados, se puede ver con mayor claridad en la figura 3.34, la cual muestra los resultados de las figuras previas, pero a través del corte $T1'$ (línea recta a lo largo del cajón). El panel a) muestra el corte del promedio correspondiente a la figura 3.32, y el panel b), el de la figura 3.33. Se observa cómo B (curvas continuas) varía más

cuando la intensidad del viento Raco es mayor (curva burdeo). En ambos paneles se tiene una baja variación en la energía potencial, en comparación a la energía cinética. En el caso del panel b), la energía potencial varía más que al inicio del evento, pero aún así esta es menor a la variación de la energía cinética. En ambos paneles se observa cómo la energía potencial disminuye luego de pasar (desde el este) a la CT, a la vez que la energía cinética aumenta progresivamente. Sin embargo, a primera vista, pareciese que la conservación de energía no se logra a lo largo del cajón. Para verificar esto, nos fijaremos especialmente en la porción entre los kilómetros 4 y 22, donde la relación esperada entre espesor y magnitud de u se mantiene, como se vio en las figuras 3.26, 3.27 y 3.28. En el panel a) la variación de B a lo largo del cajón es de $25 \text{ m}^2/\text{s}^2$, y en el panel b), de $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Así, se podría decir que la energía potencial y cinética no logran equilibrarse entre sí del todo. La fluctuación en ambos promedios es de un 35 % y un 42 % en los paneles a) y b), respectivamente, respecto a la magnitud máxima alcanzada en cada promedio. Esto se discute en el capítulo siguiente.

4. Discusión y conclusiones

El objetivo principal de este trabajo, fue el de estudiar si el evento de viento Raco del 25 de julio del 2018, se desarrolla como un mecanismo de viento de paso montañoso o *gap wind*. El paso montañoso o constricción topográfica (CT) se observa en la figura 2.1. Es tanto una constricción lateral como vertical, y se ubica entre las estaciones Obra y Manzano. Para lograr el objetivo, se aplicó la teoría hidráulica en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, basándose en los cálculos realizados por Flamant et al. (2002). En primer lugar, lo que se hizo fue simular el evento a partir del modelo atmosférico WRF. Se simularon 6 días, con una resolución horizontal de 1x1 km, y temporal de una hora. Las salidas obtenidas del modelo se validaron a partir de las observaciones de 3 estaciones meteorológicas localizadas en el Cajón del Maipo (Almenar, Obra y Manzano), además de datos obtenidos de radiosondeos lanzados en la campaña de mediciones documentada en el trabajo de Muñoz et al. (2020).

A partir de la validación, se encontró que la simulación permitió recrear las principales características del Raco, siendo estas los vientos intensos del este, cálidos y secos. En superficie se observó subestimación de u en Manzano, y sobreestimación en las otras estaciones, especialmente en Almenar. Esto último puede estar relacionado al hecho de que el evento simulado parece alcanzar una extensión hacia el oeste mayor que el evento observado. En altura, se recrea el/los chorros del este, con cierta subestimación en intensidad, especialmente río-arriba de la CT. Así como en las observaciones, se encontró que el descenso del chorro en altura conllevaría al desarrollo de Raco en superficie. Por otra parte, en la estructura vertical de la atmósfera, la simulación falló en recrear zonas de fuerte inversión térmica. Respecto a la estabilidad, se encontró que en Almenar, la estabilidad dinámica fue relativamente bien representada en la simulación, no así en Manzano. Así, se concluye que es posible mejorar el desempeño obtenido de la simulación, donde las principales diferencias se encontraron cerca de la superficie. Algunos puntos que se podrían revisar son los siguientes:

- Resolución vertical de las salidas del modelo, especialmente cerca de superficie.
- Resolución horizontal de las salidas del modelo.
- Resolución horizontal de los datos usados como condiciones iniciales y de borde.
- Parametrización física de capa límite.
- Set de datos actualizados de uso de suelo.

Al analizar el evento simulado, se dilucidaron varias características del mismo. Durante este, las iséntropas presentaron pendiente positiva hacia la topografía elevada, la cual se agudizaba junto a la intensificación del Raco. Además, el núcleo intenso del mismo se desplazó

a lo largo del cajón mostrando mayor intensidad al localizarse hacia la salida, cerca de la estación Almenar. La extensión hacia el oeste se observó delimitada por la poza fría, representado su tope por la iséntropa $21^{\circ}C$, definiendo la separación entre el Raco y la superficie a la salida del cajón. La figura 4.1 resume algunas de las características mencionadas. Muestra cómo los vientos del este máximos se desarrollan hacia la salida del cajón. Esto también coincide con un mayor descenso de las iséntropas a lo largo del mismo. En ella, se buscó en el corte longitudinal T1' (figura 2.3) el viento Raco máximo horario a 10 m s.n.s. (eje de las ordenadas). A partir de la ubicación del máximo encontrado, se calculó la distancia a lo largo del cajón respecto a la ubicación de la estación Manzano (eje de las abscisas). Por último, se obtuvo la diferencia de altura de la iséntropa determinada como tope de la cada de viento intenso del este, entre la ubicación de Manzano y donde se encontró el máximo viento del este superficial.

Por otro lado, como se mencionó anteriormente, se identificó uno o dos chorros en altura. Al desarrollarse el evento, este desciende a superficie, ubicándose levemente por sobre la superficie río-arriba de la CT. Río-abajo, este desciende aún más, al mismo tiempo que aumenta su velocidad. La intensidad máxima se suele ubicar a ~ 200 m s.n.s., alcanzando valores de hasta los 15 m/s. Cerca de la superficie, se observó durante la noche lo que sería la superposición del viento del este intenso, junto a los vientos ladera/valle-abajo nocturnos. En relación a la componente meridional del viento, se obtuvo que esta es débil en comparación a la zonal, y su dirección sigue a la orientación del cajón.

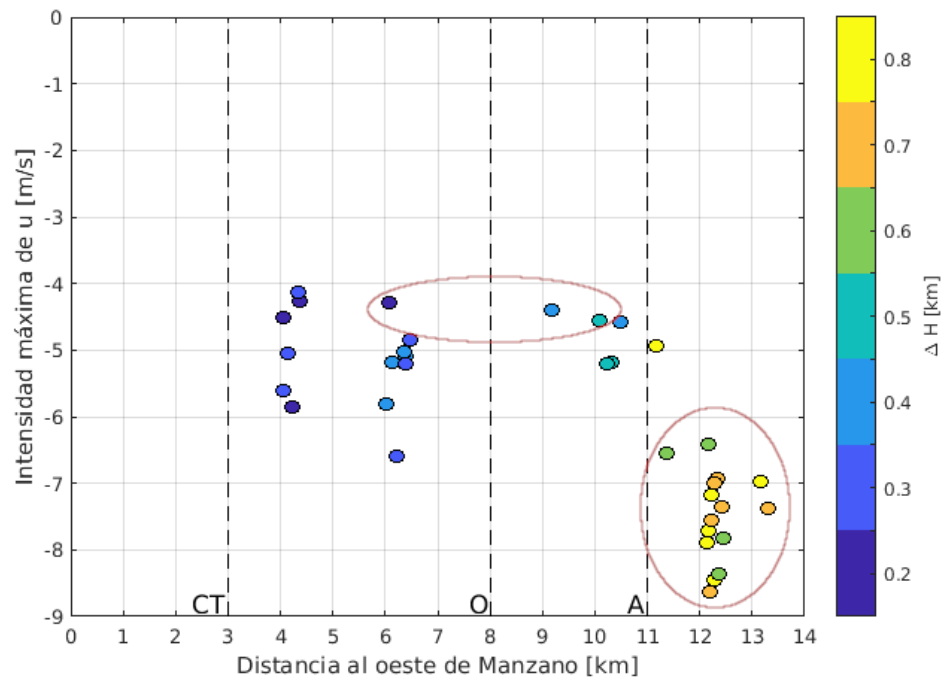


Figura 4.1 – Diagrama de dispersión del valor de u mínimo [m/s] alcanzado a 10 m s.n.s. (eje de las ordenadas) a lo largo del cajón, respecto a la distancia [km] de la estación Manzano a la cual se desarrolla este u mínimo, para todas las horas del evento bajo estudio. Los colores indican la diferencia de altura [km] de la iséntropa escogida para determinar el tope de la capa de flujo del este intenso, entre Manzano y la locación donde se desarrolla el valor de u mínimo. Los valores encerrados en óvalos corresponden al periodo de tiempo entre el las 20 HL del 25 de julio y las 13 HL del 25 de julio.

Respecto a la estabilidad durante el evento, se encontró durante la hora de máxima intensidad del Raco, una capa superficial, de 50 m de espesor, estáticamente estable en toda la topografía. La capa de viento intenso del este también resultó tener mayormente estabilidad local estática. La capa superior a esta, mostró una estabilidad local estática neutra hasta los 3.6 km s.n.m. de altura, con vientos débiles del este y una pequeña zona de viento del oeste. Cabe destacar que en la altura mencionada, las iséntropas alcanzan una orientación horizontal. Por otro lado, la estabilidad dinámica mostró en Almenar ser neutra, según [Schnelle Jr \(2003\)](#), en los primeros 100 m s.n.s., por lo que se espera en esta capa la presencia de turbulencia mecánica. El centro de la capa de interés es dinámicamente estable, para en el borde superior volverse estable, pero con probable presencia de turbulencia mecánica débil. Sobre el origen de las parcelas de aire que conforman al Raco, es posible que estas provengan de los valles con convergen por el este sobre el corredor de salida del Cajón del Maipo. Estos mostraron viento en dirección valle-abajo. Sin embargo, sin hacer un estudio de trayectoria de parcelas, es difícil afirmar esto.

En el capítulo sobre la interacción con la poza fría, se observó durante el evento cómo en el eje del cajón se extiende una zona hacia el oeste, donde la poza fría nocturna posee menor altura (cerca de 100 m menos) que en los alrededores, coincidente con la presencia de viento Raco en altura ($\sim 950m$ s.n.m.). Además, existen zonas donde la poza fría no se encuentra, las cuales crecen lentamente durante la noche. Estas zonas también coinciden con la presencia de viento intenso a 10 m s.n.s.. Por otra parte, se encontraron a lo largo del cajón zonas donde $Ri_c < 0.25$, es decir, zonas donde la estabilidad dinámica sugiere la presencia de turbulencia mecánica. Estas zonas corresponden al tope de la poza fría, el borde frontal este y sobre la superficie, hacia dentro del cajón. De esta forma, es posible que la extensión que el viento Raco alcanza hacia el este, a lo largo del cajón, esté modulada por erosión turbulenta que ocurriría sobre la poza fría, debido al cizalle del viento. Cabe destacar, que las observaciones del evento sugieren que el viento intenso superficial no logra alcanzar tal extensión hacia la salida del cajón, como sí se observa a partir de la simulación, ya que al comparar la intensidad de u negativo en Obra y Almenar (figura 3.1), se tiene que el viento Raco en Obra posee mayor intensidad, indicando que el núcleo intenso se encuentra al oeste de Almenar. ¿Por qué la simulación del evento sobreestimaría la extensión del viento Raco? En el trabajo de [Umek et al. \(2022\)](#), los autores analizan cómo la resolución espacial de una simulación afecta a la interacción entre la poza fría y tormentas ladera-abajo. En su trabajo, mencionan cómo una resolución horizontal de 40 m, en comparación a una de 1 km, permite una representación de la poza fría nocturna más cercana a la realidad, tanto en su formación como permanencia en el tiempo. De esta forma, es posible que la fuerza de la capa de inversión nocturna esté subestimada en la simulación realizada.

Respecto al viento Raco en sí, se observó que el flujo presenta una transición de velocidad de relativamente baja río-arriba de la CT, a otra alta río-abajo. El cálculo del número de Froude interno realizado sobre la capa de flujo intenso del este lo confirma, ya que se obtuvo un valor cercano a uno cerca de la CT, pasando de un régimen subcrítico río-arriba, a otro supercrítico río-abajo. Así, se analizó la capa de interés en función de la adaptación de la teoría hidráulica en el marco de la aproximación de aguas someras de gravedad reducida, para una capa de flujo continuamente estratificada. Se encontró que se cumplen las características requeridas para la aplicación de la teoría. La capa de estudio es somera (hasta unos ~ 600 m de espesor), disminuyendo su altura hacia la salida del cajón, a la vez que u aumenta.

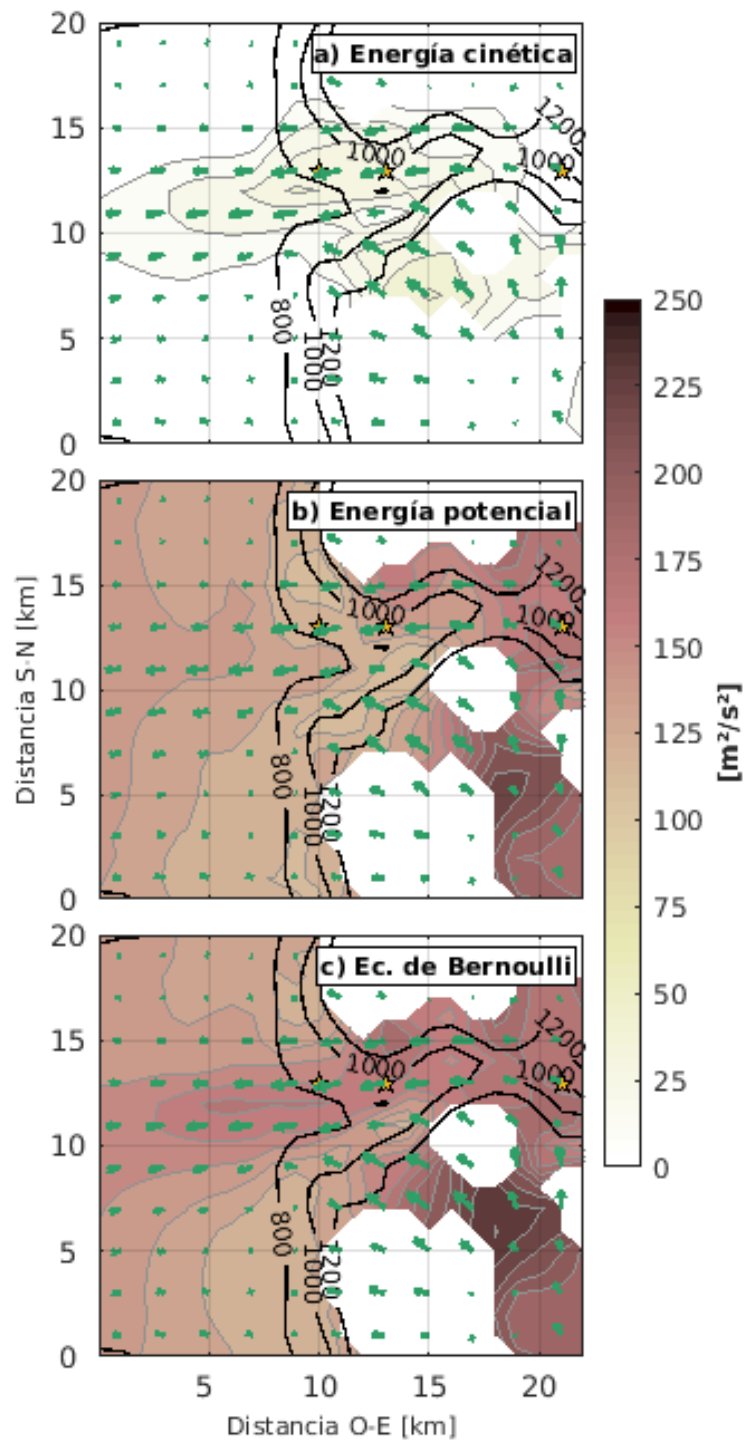


Figura 4.2 – Promedio entre las 20.00 HL del 24/07/18 y las 00.00 HL del 25/07/18. Representa el inicio del evento, cuando este aun no alcanza su mayor intensidad. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Se utilizó un valor de $\Delta\theta = 3^\circ\text{C}$ en la gravedad reducida.

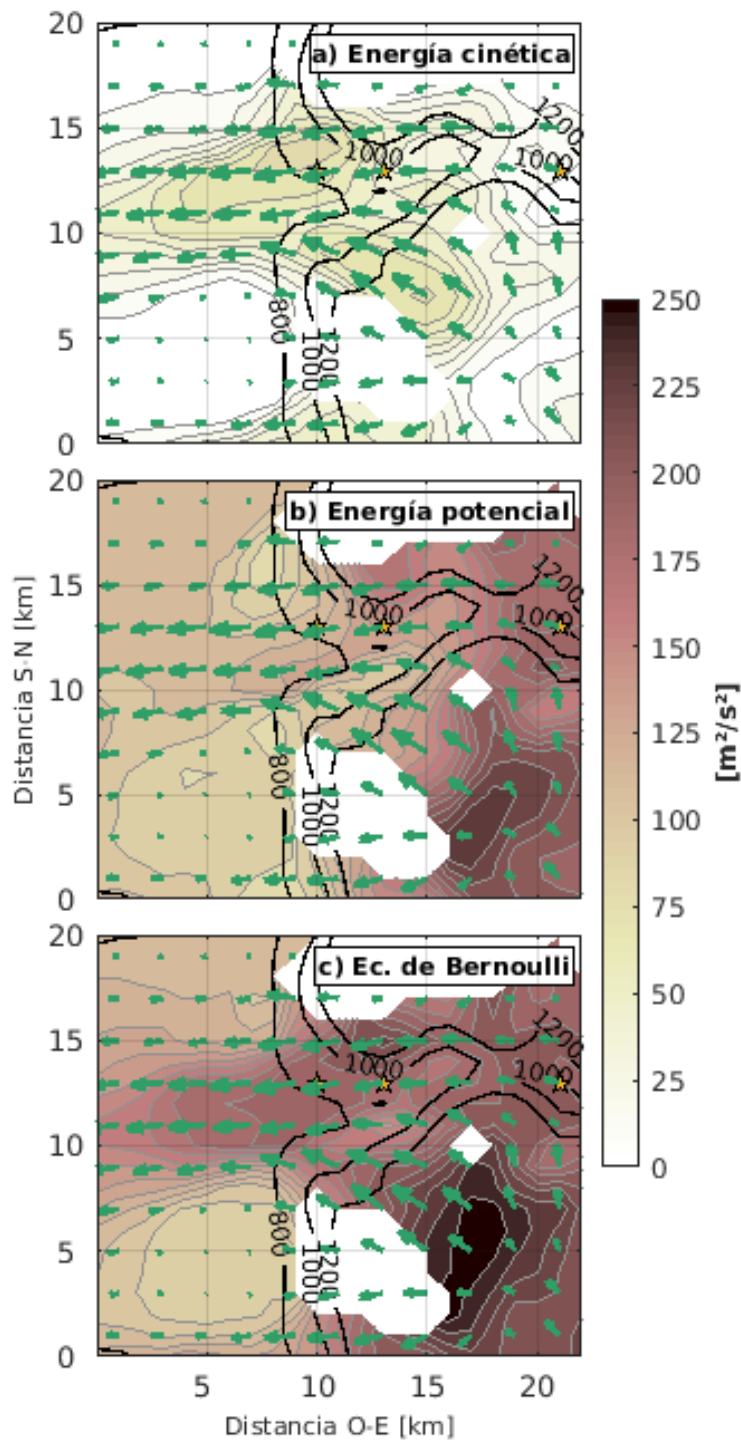


Figura 4.3 – Promedio entre 06.00 y 10.00 HL del día 25/07/18. Representa al momento de mayor intensidad del evento, cuando además su ubicación es cercana a la salida del cajón. Los cortes horizontales corresponden al área A2 de la figura 2.3. Se utilizó un valor de $\Delta\theta = 3^\circ C$ en la gravedad reducida.

Además se tiene que esta se ve mayormente confinada dentro de los dominios del cajón. Respecto a la inversión térmica que se espera que delimite el tope de la capa, esta no fue recreada en la simulación, sin embargo sí se observó en las observaciones obtenidas en la campaña de toma de datos. A pesar de esto, se observaron notorias diferencias entre la

capa de interés y la capa superior. La primera posee estabilidad estática local, en cambio, la segunda es principalmente neutra. Además el régimen de vientos cambia, siendo débiles aquellos de la capa superior. De esta forma, también se cumple la condición de que la capa superior debe ser pasiva.

Por último, se revisaron dos condiciones importantes: la conservación del flujo másico y de la energía, a lo largo del cajón. Respecto a la primera, del cálculo realizado se obtuvo que esta se conserva. Se encontró que en Manzano y la CT se tienen valores altos de área a través de la que pasa el flujo. En cambio, río-abajo (Obra y Almenar) los bajos valores de área se compensan con un aumento en \bar{u} . Respecto a la fluctuación del flujo másico a lo largo del cajón, se encontró que esta fue de un 22 % respecto al valor total. Este resultado fue considerado positivo en cuanto a conservación.

Al analizar la conservación de energía, a partir de la suma de la energía cinética y potencial (denotada como B), se encontró que esta no se mantiene constante del todo a lo largo del cajón. La energía potencial sí disminuye río-abajo de la CT, a la vez que la energía cinética aumenta, sin embargo, ambos valores no logran equilibrarse entre sí. Debido a esto, se analizó qué parte del cálculo podría estar afectando en el resultado obtenido. Al comparar los dos términos de la ecuación 2.8, a partir de las figuras 3.32 y 3.33 (paneles a y b), se observa que la energía potencial posee magnitudes menores a aquellas de la energía cinética. Esto llama la atención como posible principal fuente de error en el equilibrio esperado entre los dos términos. En su cálculo, la energía potencial utiliza la gravedad reducida g' . Como se explica en el capítulo 2.4.5, se usó una aproximación para el cálculo de $\Delta\theta$, la cual dio como resultado valores entre los $0.5^\circ C$ y $1^\circ C$. Al revisar bibliografía de investigadores que realizan un análisis hidráulico de tormentas de viento ladera-abajo, se ha observado que las inversiones térmicas que cubren la capa de interés suelen tener magnitudes de $\Delta\theta \geq 3^\circ C$ (Mayr et al. (2007), Flamant et al. (2002), Armi y Mayr (2007), y Jiang (2014)). Debido a esto, se realizó un análisis de sensibilidad de B , a partir de cambios en el valor de la fuerza de la supuesta inversión térmica. Se considero un valor de $\Delta\theta = 3^\circ C$ para el evento completo. Tanto en la figura 4.2 (promedio 1), como en 4.3 (promedio 2), se observa que la energía potencial aumenta en magnitud. Ahora la intensidad de la energía total está dada principalmente por la energía potencial. En la figura 4.4 se puede analizar con mayor claridad los nuevos resultados. B posee una fluctuación menor que a partir de la primera aproximación de $\Delta\theta$. Esta es de $\sim 25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ y $\sim 30 \text{ m}^2/\text{s}^2$, para el promedio 1 y 2, respectivamente. Como en este caso la magnitud de la energía total aumentó, estos errores corresponden a un 14 % en ambos casos. Resultados levemente mayores se obtienen al calcular B con un $\Delta\theta = 2^\circ C$, donde la fluctuación fue de $\sim 20 \text{ m}^2/\text{s}^2$, en ambos promedios, correspondiente a un error de 16 % y 17 % para los promedios 1 y 2, respectivamente (no se muestra). Cabe destacar que esto también se probó con valores de $4^\circ C$ y $5^\circ C$, a partir de lo cual se encontraron fluctuaciones mayores (no se muestra). Por lo tanto, con un fuerza de inversión térmica de entre $2 - 3^\circ C$, se obtiene una conservación efectiva de la energía a lo largo del cajón del Maipo, durante el evento de viento Raco. A partir de esto, existen dos posibilidades. Por un lado, es posible que la aproximación 2.6 corresponda a una subestimación de la fuerza de la inversión térmica esperada en el presente caso de viento Raco estudiado. Por otra parte, las iséntropas escogidas para determinar la capa de flujo intenso del este tal vez no fueron las apropiadas. En caso de haber escogido iséntropas con mayor diferencia entre sí, y por lo tanto, habiendo admitido valores más bajos de u negativo, la energía cinética habría obtenido valores más bajos, mientras que la energía potencial hubiese incrementado su magnitud.

Finalmente, se concluye que la aplicación de la teoría hidráulica sobre el evento simulado de viento Raco del día 25-26 de julio del 2018 es efectiva, dando visto bueno a la explicación del viento Raco de este evento, como un viento de paso montañoso o *gap wind*. Aún existen mejoras que realizar al presente estudio, partiendo por cambios en la simulación del evento. Se destaca la posibilidad de utilizar una resolución horizontal más fina, además de la aplicación de más niveles verticales, especialmente cerca de la superficie. En el estudio realizado por Umek et al. (2022), sugieren el uso de una resolución horizontal de ~ 100 m en terreno complejo, de forma que la simulación mejore su desempeño respecto a turbulencia cerca de la superficie y desarrollo y permanencia de la poza fría nocturna. En el mismo trabajo, utilizan una cantidad de 80 niveles verticales, con un espaciamiento que aumenta con la altura. Respecto a la parametrización física de capa límite, resulta importante cambiar la utilizada actualmente, debido a que esta no entrega como variable de salida la energía cinética turbulenta, variable de importancia en el análisis de turbulencia. A partir del estudio de Umek et al. (2021), asociado al trabajo mencionado previamente, se considera apropiado el uso de la parametrización Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino (MYNN), nivel 3 (Nakanishi y Niino, 2006), teniendo en cuenta las similitudes de los eventos estudiados en su trabajo y el presente.

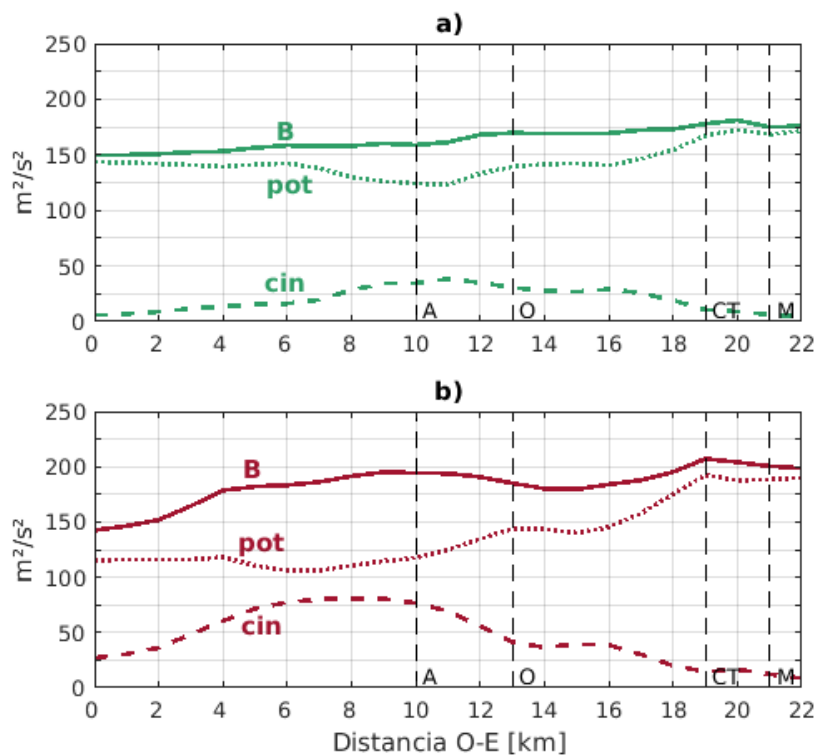


Figura 4.4 – Valor de la ecuación de conservación de energía siguiendo la transecta $T1'$, obtenido de la figura 4.2 (panel a) y de la figura 4.3 (panel b). En ambos paneles, la curva segmentada representa a la energía potencial, la curva punteada a la cinética, y la curva continua a la suma de ambas. Las líneas segmentadas verticales denotan la ubicación de las estaciones Almenar, Obra y Manzano, además de la constricción topográfica (CT).

Bibliografía

- Armi, L. (1986). The hydraulics of two flowing layers with different densities. *Journal of Fluid Mechanics*, 163, 27–58.
- Armi, L., y Mayr, G. J. (2007). Continuously stratified flows across an alpine crest with a pass: Shallow and deep föhn. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(623), 459–477.
- Arriagada, A. (2019). Caracterización observacional de eventos de terral en el valle del río pelambres. *Tesis para optar al máster de Meteorología y Climatología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.*
- Brinkmann, W. (1971). What is a foehn? *Weather*, 26(6), 230–240.
- Carrera, N. (2021). Caracterización de vientos puelche en el valle del río laja. *Tesis para optar al grado de Geofísico. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción.*
- Castro, A. (2018). Modelación numérica de un evento de viento raco en Chile central y su sensibilidad a la topografía. *Tesis para optar al máster de Meteorología y Climatología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.*
- Christakis, N., Katsaounis, T., Kossioris, G., y Plexousakis, M. (2014). On the performance of the wrf numerical model over complex terrain on a high performance computing cluster. En *2014 IEEE Intl Conf on High Performance Computing and Communications, 2014 IEEE 6th Intl Symp on CyberSpace Safety and Security, 2014 IEEE 11th Intl Conf on Embedded Software and Syst (HPC, CSS, ICESS)* (pp. 298–303).
- Chrust, M. F., Whiteman, C. D., y Hoch, S. W. (2013). Observations of thermally driven wind jets at the exit of Weber Canyon, Utah. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(5), 1187–1200.
- Durrán, D. R. (2003). Downslope winds. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 644, 650.
- Flamant, C., Drobinski, P., Nance, L., Banta, R., Darby, L., Dusek, J., ... Richard, E. (2002). Gap flow in an alpine valley during a shallow south föhn event: Observations, numerical simulations and hydraulic analogue. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 128(582), 1173–1210.
- Garreaud, R. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3.
- Howard, L. N. (1961). Note on a paper of John W. Miles. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(4), 509–512.
- Jiang, Q. (2014). Applicability of reduced-gravity shallow-water theory to atmospheric flow over topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(4), 1460–1479.

- Mayr, G. J., Armi, L., Gohm, A., Zängl, G., Durran, D. R., Flamant, C., . . . Weissmann, M. (2007). Gap flows: results from the mesoscale alpine programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(625), 881–896.
- Miles, J. W. (1961). On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(4), 496–508.
- Montecinos, A., Muñoz, R. C., Oviedo, S., Martínez, A., y Villagrán, V. (2017). Climatological characterization of puelche winds down the western slope of the extratropical andes mountains using the ncep climate forecast system reanalysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(3), 677–696.
- Montes, C., Rutllant, J. A., Aguirre, A., Bascuñán-Godoy, L., y Juliá, C. (2016). Terral de vicuña, a foehnlike wind in semiarid northern chile: Meteorological aspects and implications for the fulfillment of chill requirements in deciduous fruit trees. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(5), 1183–1196.
- Muñoz, R., Armi, L., Rutllant, J., Falvey, M., Whiteman, D., Garreaud, R., . . . Donoso, N. (2020). Raco wind at the exit of the maipo canyon in central chile: climatology, special observations, and possible mechanisms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 59(4), 725–749.
- Nakanishi, M., y Niino, H. (2006). An improved mellor–yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 119(2), 397–407.
- National Centers for Environmental Prediction, N. U. D. o. C., National Weather Service. (2000). Ncep fnl operational model global tropospheric analyses, continuing from july 1999. *Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory: Boulder, CO, USA*.
- Pan, F., y Smith, R. B. (1999). Gap winds and wakes: Sar observations and numerical simulations. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(7), 905–923.
- Paredes, P. (2016). Análisis del desarrollo a nivel local de tres eventos de viento puelche de verano en el valle del río laja. *Tesis para optar al grado de Geofísico. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción*.
- Reed, T. R. (1931). Gap winds of the strait of juan de fuca. *Monthly Weather Review*, 59(10), 373–376.
- Rutllant, J., y Garreaud, R. (2004). Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical andes. *Monthly Weather Review*, 132(2), 611–622.
- Schnelle Jr, K. B. (2003). Atmospheric diffusion modeling. *Encyclopedia of Physical Science and Technology: “Atmospheric Science”*.
- Scorer, R. (1952). Mountain-gap winds; a study of surface wind at gibraltar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 78(335), 53–61.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., . . . others (2019). A description of the advanced research wrf model version 4. *National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA*, 145, 145.
- Umek, L., Gohm, A., Haid, M., Ward, H., y Rotach, M. (2021). Large-eddy simulation of foehn–cold pool interactions in the inn valley during piano iop 2. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(735), 944–982.
- Umek, L., Gohm, A., Haid, M., Ward, H., y Rotach, M. (2022). Influence of grid resolution of simulations on foehn-cold pool interaction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

- Wallace, J., y Hobbs, P. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Whiteman, D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (Vol. 100). Academic press.
- Zardi, D., y Whiteman, D. (2013). *Diurnal mountain wind systems. in mountain weather research and forecasting*. Springer.