



**COORDINACIÓN DE DESARROLLO
PROFESIONAL E INSTITUCIONAL**

SUBCOORDINACIÓN DE POSGRADO

T E S I S

Análisis numérico del sistema frontal de la brisa marina a una latitud crítica

que para obtener el grado de
**Maestro en
Ciencias y Tecnología del Agua**

presenta
Ma. del Rosario Ayala Enríquez

Tutor: Dr. Efraín Mateos Farfán



Con fundamento en los artículos 21 y 27 de la Ley Federal del Derecho de Autor y como titular de los derechos moral y patrimoniales de la obra titulada “Análisis numérico del sistema frontal de la brisa marina a una latitud crítica”, otorgo de manera gratuita y permanente al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, autorización para que fijen la obra en cualquier medio, incluido el electrónico, y la divulguen entre su personal, estudiantes o terceras personas, sin que pueda percibir por tal divulgación una contraprestación.

Ma. del Rosario Ayala Enríquez

Jiutepec Morelos, 13 de Diciembre del 2018

Resumen

La brisa marina se analizó en un entorno idealizado en el que se realizaron cinco simulaciones con diferente extensión de tierra y en una se tomó en cuenta Coriolis, con el modelo WRF (Weather Research and Forecasting), la malla consta de agua en ambos lados y tierra en el centro. Se compararon tres simulaciones en las que dos de ellas contenían la misma porción de tierra pero en una se agregó Coriolis. La brisa marina se observó dentro de los 2 km de altura y fue más intensa que la brisa terrestre. Se identificaron algunos componentes de la brisa marina: 1) la celda de circulación, 2) la cabeza del frente de brisa marina, 3) las ondas de Kelvin-Helmholtz y el 4) frente de brisa marina. Se encontró que al aumentar la extensión de tierra la velocidad vertical es mayor, pero al agregar Coriolis la velocidad disminuye y la duración aumenta. En general el modelo WRF reprodujo bien la brisa marina-terrestre y se observó la evolución y desarrollo del frente de brisa marina.

Palabras clave: brisa marina idealizada, WRF, sistema frontal de brisa marina, frente de brisa

A Niamh

Gracias por iluminarme cada día con tu sonrisa, Te amo

Dedicatorias

A mis padres Honorina Enríquez y Marcelo Ayala por su apoyo incondicional.

A mis hermanos Gisela, Osvaldo, Elizabeth, Beatriz y a mis sobrinos Jesús, Regina, Dana, Jacob y Abigail. Aunque no estén presentes siempre, sé que me apoyan en la distancia.

A mi esposo Oscar Pita porque en esta vida vamos juntos de la mano. Gracias por darme lo más valioso que tengo, por ser mi amigo y apoyarme cuando más lo necesito. Te amo.

Agradecimientos

A mi asesor Dr. Efraín Mateos por su paciencia, apoyo y por compartir sus conocimientos.

A mis sinodales M.C. Gabriela Colorado, Dr. Sergio Santana, Dr. Martín Montero y Dr. Antonio Salinas por sus observaciones y revisiones de la tesis.

A los investigadores del Posgrado por sus contribuir a mi desarrollo profesional.

A mis compañeros Lila Gabriela Perez, Jorge Armando Ibarra, Miguel Ángel Rodríguez y Carlos Adrián Moreno por apoyo, sus consejos y por su amistad.

A la Subordinación de Posgrado del IMTA por permitir el apoyo económico de la beca de manutención durante los 24 meses de la maestría y cursos que alimentaron mi conocimiento.

Índice general

Índice general	1
Índice de figuras	3
Índice de tablas	5
1. Introducción	6
1.1. Estudios previos	9
1.2. Estructura espacial de la brisa marina	11
1.3. Estructura temporal de la brisa marina	15
1.4. Brisa marina y latitud	16
1.5. Objetivo	17
2. Metodología	18
2.1. Modelo Weather Research and Forecasting (WRF)	18
2.2. Configuración del modelo WRF para la simulación	22
3. Resultados	25
3.1. Simulación T100	27
3.2. Simulación T200	45

3.3. Simulación T200c	63
4. Discusiones y Conclusiones	86
4.1. Discusiones	86
4.2. Conclusiones	87
Referencias	90

Índice de figuras

1.1. Desarrollo de la brisa marina	7
1.2. Sistema de brisa marina y componentes en un terreno plano . . .	11
2.1. Coordenadas verticales η	21
2.2. Perfil vertical de temperatura utilizado en la simulación	22
2.3. Esquema utilizado para la simulación	23
3.1. Componente U del viento (T100) a 19 km y 2 km	26
3.2. Componente U del viento y temperatura, perturbación de la presión (T100)	29
3.3. Temperatura y humedad relativa a 2 m (T100)	30
3.4. Componente U del viento (gráfica de astillas (T100))	31
3.5. Componente U del viento y temp. potencial (T100)	42
3.6. Número de Richardson (T100)	44
3.7. Temperatura a 2 m y perturbación de la presión (T200)	47
3.8. Gráfica de astillas (T200)	48
3.9. Componente U del viento a 200 km y temperatura potencial a 500 m (T200)	56
3.10. Número de Richardson (T200)	62

3.11. Temperatura a 2 m y perturbación de la presión, con Coriolis (T200c) 65

3.12. Gráfica de astillas (T200c) 66

3.13. Temperatura potencial y componente U del viento 200 km (T200c) 80

3.14. Número de Richardson (T200c) 85

Índice de tablas

2.1. Configuración del modelo WRF	24
2.2. Identificadores para las simulaciones realizadas	24

Capítulo 1

Introducción

En la atmósfera terrestre existen diversos procesos atmosféricos que se clasifican en tres escalas de acuerdo a su longitud y tiempo: microescala, mesoescala y macroescala. **1) microescala:** estos fenómenos duran segundos a minutos y pueden ser de hasta 1 km, tales como una ráfaga de viento; **2) mesoescala:** fenómenos que duran de minutos a horas y alcanzan longitudes de hasta 1000 km, algunos ejemplos son los tornados, tormentas y vientos locales (de los que destaca la brisa marina); y **3) macroescala:** fenómenos que duran de días a semanas y pueden alcanzar longitudes de 10 000 a 40 000 km, tales como huracanes, ondas del oeste y vientos alisios (Ahrens y Henson, 2013). En este trabajo nos enfocamos a los fenómenos de mesoescala, en particular a los vientos locales. Existen dos tipos de vientos locales: 1) vientos orográficos y 2) vientos originados térmicamente. Los primeros resultan cuando sistemas meteorológicos de gran escala son combinados con la topografía y producen vientos fuertes. El segundo tipo son generados por el calentamiento diferencial de la superficie terrestre, un ejemplo es la brisa marina (Simpson, 1994).

La brisa marina es una circulación de mesoescala que se genera por la diferencia de temperatura y presión en niveles bajos de la atmósfera (en tierra y mar). Esta diferencia de temperatura sobre la superficie terrestre genera una baja presión, la tierra se calienta y el aire cálido sobre ésta se expande, se vuelve menos denso y asciende. Y Sobre el mar se genera una alta presión, el aire frío y denso del mar reemplaza al aire cálido que se encontraba sobre tierra (figura 1.1), generando la brisa marina. La brisa marina tiene una importante influencia moderadora en las áreas costeras. Una característica típica es el transporte de

aire húmedo sobre tierra, la temperatura del aire puede descender entre 5 y 10 °C (Abbs y Physick, 1992; Lutgens y Tarbuck, 2013; Simpson, 1994; Yan y Anthes, 1987).

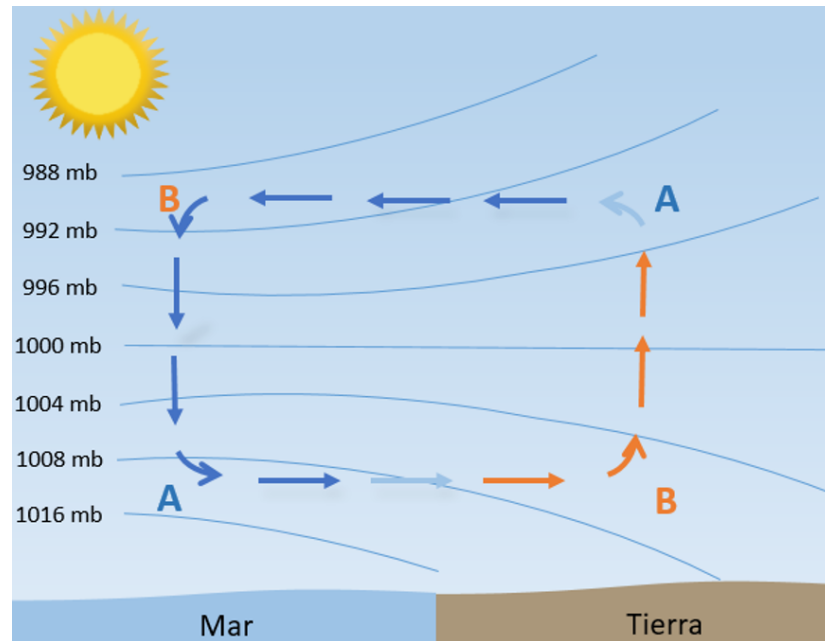


Figura 1.1: Desarrollo de la brisa marina (imagen adaptada de Ahrens y Henson (2013))

La atmósfera al intentar reestablecer la presión entre mar-tierra desarrolla dos flujos: el primero que va de tierra a mar adentro en niveles altos y el segundo que va de mar a tierra en niveles bajos (brisa marina). Durante la noche este proceso puede revertirse generando la brisa terrestre, que comparada con la brisa marina se genera con menor intensidad debido a que en la brisa marina existe mayor estabilidad (Pavía y Reyes, 1983; Rotunno, 1983; Simpson, 1994).

Existen factores que afectan la extensión horizontal, intensidad del viento, estructura espacial y temporal de la brisa marina (Rotunno, 1983; Sha, Kawamura, y Ueda, 1991; Simpson, 1994; Steele, Dorling, von Glasow, y Bacon, 2013; Zhong, 1992), tales como :

- La variación diurna de la temperatura del suelo afecta la brisa marina debido a que la disminución de humedad del suelo provoca una mayor temperatura superficial en tierra, formando una brisa marina más fuerte.
- El viento prevaeciente desempeña un papel importante en la fuerza y pe-

netración tierra adentro de la circulación de la brisa marina, también puede ejercer una influencia en el comportamiento de la brisa marina. Los vientos prevalecientes muy fuertes de alta mar pueden impedir que la brisa marina llegue a la costa.

- La fuerza de Coriolis se encarga de producir la rotación horizontal del sistema de brisa marina sobre el tiempo, así como la extensión de la penetración tierra adentro, sin embargo, no es importante en las 6 primeras horas (Khan, 2010; Miller, Keim, Talbot, y Mao, 2003). La flotabilidad aumenta durante el día (de su valor negativo a cero), mientras que la brisa marina se intensifica y el efecto de Coriolis en la circulación se minimiza. Durante la tarde el efecto de Coriolis es dominante, lo que desacelera la circulación. La rotación afecta al movimiento de una forma parecida a la fricción. Un comportamiento similar es de esperar para la brisa marina, siempre y cuando la superficie de la tierra se calienta lo suficiente.
- La topografía influye en la penetración de la brisa marina afectando la convergencia o divergencia, debido a que actúa como una barrera o desviación de la brisa, éstas desviaciones o barreras pueden ser colinas que al interactuar con la brisa crean vórtices en el flujo de la brisa marina (Abbs y Physick, 1992; Steele et al., 2013).
- La estabilidad estática afecta la brisa marina como un factor en el movimiento tierra adentro ya que las ondas de Kelvin-Helmholtz aparecen como rodillos de vórtice en regiones de fuerte cizallamiento y cuando el número de Richardson es < 0.25 , es decir, se forman si la atmósfera se encuentra inestable.
- La difusión de momento se encarga de producir el perfil de viento cercano a la superficie, además de ser el freno más importante en la circulación en desarrollo, previniendo al sistema de brisa marina para producir velocidades muy altas (Khan, 2010; Miller et al., 2003).

La extensión horizontal de la brisa marina es diferente en distintas partes del mundo: a) en el Norte de Australia se registraron casos donde la brisa marina

penetró 500 km tierra adentro, b) en la India (Poona) llegó a 130 km, en Madras se observó 30 km tierra adentro y c) en las costas del pacífico (debido a la topografía) de Estados Unidos la distancia de penetración tierra adentro fue de 100 km, en costas de Texas llegó a 30 km y en la Península de Florida llegó a 50 km (Simpson, 1994). La estructura espacial y temporal de la brisa marina es descrita más adelante.

1.1. Estudios previos

Entre los primeros estudios de brisa marina se encuentra el desarrollo de un modelo numérico bidimensional en el que se usó alta resolución espacial. Como resultado se encontró que las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz ocurren cerca del frente de brisa marina, aunque no ocurren en todas las etapas (Sha et al., 1991).

En otro estudio, Gibbs (2008) utilizó el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) con diferentes configuraciones de terreno, la aceleración de Coriolis fue omitida y el océano fue más caliente que la superficie terrestre por 7 K, se obtuvo que al aumentar la extensión de tierra afecta el comportamiento de la brisa marina debido a que cada forzamiento es dependiente de la extensión de tierra y cuando la porción de tierra es mayor, el calentamiento que se produce en el centro es más grande, generando velocidades verticales y perturbaciones de la presión mayores, dando como resultado una brisa marina más fuerte; en otras palabras el modelo WRF reprodujo adecuadamente la estructura así como el comportamiento de la brisa marina y terrestre.

En un estudio más, se realizaron simulaciones idealizadas de la brisa marina utilizando el modelo WRF, probando las variaciones de la temperatura del mar y forzando Coriolis; (Steele et al., 2013) encontró que la fuerza máxima del flujo ocurre 30 km tierra adentro, y el espesor de la presión sobre tierra aumentó a medida que se generaban perturbaciones de la presión negativas en tierra y perturbaciones positivas sobre el agua, la velocidad vertical y las perturbaciones de la presión costa afuera mostraron su valor más alto a las 16:00 h.

Otro modelo utilizado es el modelo no hidrostático PSU/MM5. Cangialosi (2016) analizó los vientos locales, circulación, profundidad e intensidad de la brisa marina, sin flujos medios; como resultado obtuvo un claro desarrollo de la circulación de la brisa marina al mediodía y a medida que la tierra se enfriaba en la tarde, la brisa terrestre comenzó a observarse (más débil que la brisa marina). En este estudio se concluyó que los modelos meteorológicos deben tener la correcta constante del bajo valor de difusividad del suelo para que la circulación de la brisa marina no se vea afectada y no se observe más intensa.

En un estudio más, se investigó la evolución del frente de brisa marina en flujos ambientales paralelos utilizando el modelo WRF. Encontrando que la ubicación del frente de brisa marina está indicada por la cizalladura del viento entre la tierra y mar. Además la brisa marina va acompañada de un marcado gradiente de temperatura en el borde delantero. Un indicador de la intensidad del frente de brisa marina fue la magnitud de la velocidad vertical ascendente. Un gradiente de perturbación de presión impulsó el frente de brisa marina hacia tierra adentro, generando una velocidad vertical ascendente relativamente grande en el frente de brisa marina, también encontraron que la combinación de una cizalladura de viento vertical causada por la circulación de brisa marina con una estratificación atmosférica neutra o ligeramente estable (asociada con la capa límite interna térmica) promovió la aparición y mantenimiento de una hilera de inestabilidades de Kelvin-Helmholtz (Liang y Wang, 2015).

En México se tienen muy pocos estudios de la brisa marina, esto se debe a que las estaciones meteorológicas son muy pocas y los datos superficiales obtenidos son muy escasos, por lo tanto no es posible obtener la estructura vertical ni la estructura espacial de la brisa. En un estudio realizado en la Bahía de Todos Santos se analizaron estadísticas de viento de 12 años de observaciones, con alturas que varían de 3 a 15 m sobre el suelo o el nivel del mar, utilizando embarcaciones, boyas oceanográficas y estaciones meteorológicas en la costa que miden la dirección e intensidad del viento. Álvarez (1977) y Pavía y Reyes (1983) encontraron como resultado dos efectos claramente distinguidos: un régimen de brisa marina que se acentúa después del medio día y brisa terrestre que durante la noche el viento sopla de tierra a mar así como el resultado de fenómenos sinópticos. También fueron analizados datos de viento superficial en cuatro puntos para estudiar los campos de viento local, utilizando espectros rotacionales y

de componentes principales, encontrando los procesos de brisa marina y terrestre, la primera es en promedio dos veces más intensa y más persistente que la segunda (Reyes y Parés, 1983); sin embargo no existen estudios numéricos de la brisa marina en la Bahía Todos Santos y tampoco existen estudios donde hayan identificado el frente de brisa marina.

1.2. Estructura espacial de la brisa marina

La brisa marina puede llegar hasta los 2 km de altura (Stull, 2003; Walsh, 1974) y consta de varios componentes que han detallado diferentes autores, tales como Miller et al. (2003), Stull (2011) y Khan (2010) y que son mostrados en la figura 1.2 y descritos a continuación:

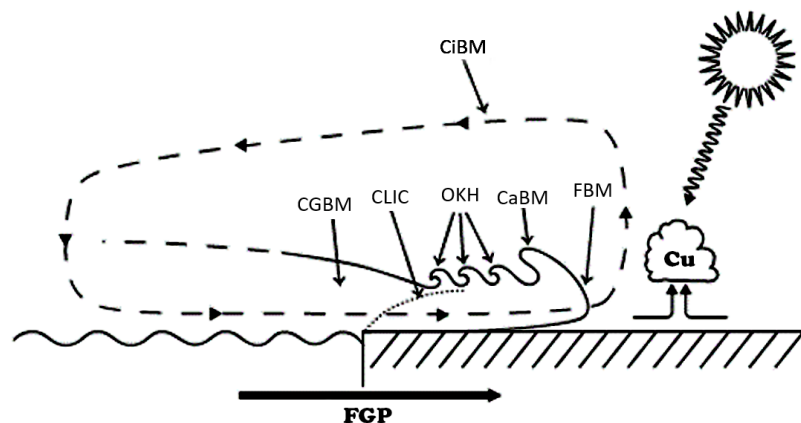


Figura 1.2: Sistema de brisa marina y componentes en un terreno plano (imagen modificada de Miller et al. (2003)).

Circulación de la brisa marina (CiBM)

Es una celda vertical, durante el día lleva el aire cálido que se encuentra sobre la tierra a niveles altos en la atmósfera y regresa el flujo de aire sobre el mar con corrientes descendentes en algún lugar lejos de la costa, el aire frío sobre el mar reemplaza al aire cálido que se encontraba sobre tierra, generando la circulación de brisa marina (Miller et al., 2003). Además "Puede no ser un sistema conservador de masas" como lo mencionan Khan (2010) y Miller et al. (2003), el tamaño total de la circulación puede variar entre 500 m y 2 km (Stull, 2003), las circulaciones más intensas son asociadas con los gradientes de presión horizontal fuertes

(Estoque, 1992). La circulación de brisa marina no se extiende muy lejos de la costa en la madrugada, pero a medida que avanza el día, la circulación va avanzando más hacia tierra; aunque al final del día esta circulación se va disipando y en algunas ocasiones se genera una circulación inversa más débil, creando así la brisa terrestre (Stull, 2011).

En la mañana, cerca de la costa se empieza a generar la celda de circulación de brisa marina, conforme avanza el día esta celda va creciendo y expandiéndose tanto a tierra como a mar, pero si el gradiente de viento es nulo sobre el agua, la expansión será mayor debido a que la fuerza friccional sobre el mar será menor que sobre la tierra (Abbs y Physick, 1992).

Corriente de gravedad de la brisa marina (CGBM)

También es llamada corriente de densidad; el fluido es influenciado por la gravedad debido a los gradientes de densidad dentro del mismo fluido (Sha et al., 1991). Aparece cuando un fluido se propaga dentro de otro fluido de diferente densidad y es impulsada para que se propague horizontalmente (Robinson, Patterson, y Sherwood, 2013; Ungarish, 2009).

Las corrientes de densidad son principalmente horizontales y la diferencia de temperatura entre el aire de brisa marina y el que se encuentra en el interior puede ser menor a 3°C (Simpson, 1994). En el caso de la brisa marina, Miller et al. (2003) mencionan la corriente de gravedad como *“El flujo terrestre de aire fresco y húmedo en el brazo horizontal inferior de la circulación de la brisa marina”*. La estructura y dinámica de las corrientes de gravedad son influenciadas y modificadas por cambios de estratificación de la temperatura (Sha et al., 1991).

Frente de brisa marina (FBM)

La generación de un frente entre dos masas de aire de diferente densidad, depende de la velocidad de los vientos convergentes. Simpson (1994) describe el frente de brisa como *“una ráfaga repentina, parecida a un frente frío menor”*, indicando que el borde delantero del aire marino avanza hacia tierra. Stull (2011) y Estoque (1992) también mencionan que el frente de brisa marina tiene un comportamiento parecido al de un frente frío pero en menor escala.

El FBM es la parte delantera de la misma, que avanza tierra adentro generando cambios bruscos como descenso de temperatura, aumento de humedad, velocidad y dirección del viento (Chiba, 1993; Khan, 2010; Miller et al., 2003), generalmente la rapidez del viento que lleva detrás el FBM es mayor que la rapidez con la que avanza, y la velocidad de avance puede ser muy sensible a la fuerza de vientos opuestos (Simpson, 1994). Las mayores velocidades verticales fueron observadas por Estoque (1992) a lo largo del frente de brisa.

Los FBM varían en intensidad y dirección, la fricción en tierra reduce la velocidad del frente, forzando el borde delantero del frente en forma vertical, en niveles altos donde no hay fricción el frente se mueve con mayor rapidez formando una pendiente menos profunda, los frentes que se mueven con mayor rapidez producen velocidades verticales mayores en comparación con los frentes que se mueven más lentos (Miller et al., 2003).

Durante el día, a lo largo del frente surgen inestabilidades convectivas en el borde delantero, estas inestabilidades son un cambio continuo de patrones de lóbulos y hendiduras de 1 km de ancho aproximadamente (como máximo) aunque desaparecen en la noche cuando las capas bajas que se encuentran cerca de la superficie se han enfriado (Abbs y Physick, 1992). El frente puede progresar a tierra adentro después del atardecer, en forma de corriente de gravedad (parecida a un frente de ráfaga de tormenta (Stull, 2003).

El frente de brisa marina se genera cerca de la costa ya que el gradiente de temperatura potencial horizontal tiende a volverse discontinuo, después de la frontogénesis, avanzando por su lado hacia tierra como una corriente de gravedad. Sin embargo, a medida que el frente avanza hacia el interior, la estratificación en el aire ambiente sobre la tierra así como en la brisa marina, cambia con el calentamiento diurno o el enfriamiento en el suelo (Rotunno, 1983).

Cabeza del frente de brisa marina (CaBM)

Miller et al. (2003), Stull (2011) y Simpson (1994) mencionan que la cabeza del frente de brisa marina se genera por corrientes ascendentes creadas por con-

vergencias en niveles bajos de aire marino y continental; también la definen como la parte elevada de aire fresco detrás del frente de brisa, generada por el mismo frente.

En mediciones realizadas por Simpson (1994) la altura de la CaBM llegó a ser de 700 m de altura, además de ser el doble de profundidad del flujo alimentador en tierra que puede ser hasta de 1 km de espesor. La CaBM marina en la parte superior puede ir generando ondas horizontales hacia atrás, llamadas ondas de Kelvin-Helmholtz (Stull, 2011).

Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH)

Estas ondas se generan debido a cortes verticales de viento en la interface de densidad de la brisa en niveles bajos y el flujo de retorno en niveles altos, además pueden tener una longitud de ondas de hasta 1 km (Stull, 2011).

Para que puedan generarse las OKH hay una condición: debe haber dos fluidos de diferente densidad, las velocidades del fluido de arriba deben ser mayores que las velocidades del fluido de abajo y la densidad del fluido que se encuentra abajo debe ser mayor que la densidad del fluido que se encuentra arriba. Al crecer se vuelven inestables y se van descomponiendo, formando remolinos turbulentos (Simpson, 1994). La longitud de onda de las OKH puede ser de 0.5 a 1 km (Khan, 2010; Stull, 2003).

Las OKH ocurren en la parte principal de la CaBM; conforme el FBM avanza crecen en amplitud y viajan hacia atrás del FBM. Sin embargo, estas OKH ocurren en etapas medias de la brisa, es decir, no ocurren al principio ni al final de la brisa marina, provocando que la penetración tierra adentro sea más lenta (Sha et al., 1991).

Las OKH además de jugar un papel importante en la convección inicial detrás del FBM y retardan la penetración tierra adentro. Estas OKH inician en regiones donde el número de Richardson (Ri) es menor a 0.25 mientras son retenidas o viajan donde Ri es menor a 1.0. El área principal de la CiBM y el área detrás de ella son áreas más favorables para un número de Richardson menor a 0.25 y 1.0

respectivamente. (Liang y Wang, 2015).

Capa límite interna convectiva (CLIC)

Esta capa también llamada capa límite térmica interna (CLTI), es una región inestable que no contiene masas de aire marino y se forma sobre el suelo, creciendo en profundidad con la distancia tierra adentro (Khan, 2010; Miller et al., 2003), se puede desarrollar sin que se haya generado una CiBM.

En un estudio realizado por Liang y Wang (2015) encontraron que cuando la tierra se calentaba más y la brisa marina recibía mayor calentamiento, la profundidad de la CLIC aumentaba y la estratificación atmosférica se encontró neutral y dentro de la CLIC (Stull, 2011).

1.3. Estructura temporal de la brisa marina

Abbs y Physick (1992) y Miller et al. (2003) identificaron las etapas de evolución de la brisa marina, desde que se empieza a generar durante la mañana hasta que decae con el tiempo y son mostradas a continuación:

a) Inmadura

En esta etapa la CiBM inicia cuando se genera una divergencia del viento sobre el mar, debido a la fuerza del gradiente de presión térmico, es aquí cuando la CGBM penetra costa adentro debido a los movimientos de aire marino y donde el borde delantero toma las características del FBM manteniendo una posición casi vertical y se forma la CaBM. La penetración de la brisa costa adentro incrementa con el tiempo y el flujo ya no se encuentra estacionario (Abbs y Physick, 1992; Miller et al., 2003).

b) Madura temprana

En la tarde disminuye el aire frío del mar ocasionando que no haya fricción superior, las OKH decaen y así la brisa marina progresa tierra adentro con mayor aceleración; la brisa marina aún no es una corriente gravitatoria de estado estacionario. Esta etapa inicia el final de la tarde (Abbs y Physick, 1992;

Miller et al., 2003).

c) **Madura tardía**

Durante esta etapa se encuentra el desarrollo de la oleada de la brisa marina y el FBM sigue agudo y activo, además la CaBM sigue moviéndose tierra adentro, aunque debido a que la mezcla vertical y las corrientes ascendentes se reducen, la altura de la CaBM reduce su altura. Sin embargo, la diferencia térmica entre mar-tierra concluye y la fuerza del viento hacia tierra se encuentra nula, provocando que las celdas de circulación de brisa marina se desplacen de la costa al borde terrestre de la masa de aire marino (Abbs y Physick, 1992; Miller et al., 2003).

d) **Degenerada temprana**

La CaBM se separa del flujo alimentador aunque continúa moviéndose independientemente tierra adentro y la brisa marina desacelera continuamente. En esta etapa puede interactuar con una inversión nocturna de radiación u otras características de bajo nivel, formando cortes de brisa marina (Abbs y Physick, 1992; Miller et al., 2003).

e) **Degenerada tardía**

En esta etapa la brisa marina puede interactuar con características nocturnas que se desarrollan (como flujos de gravedad y chorros de bajo nivel). La CiBM ya no es cerrada cerca del borde delantero, debido a la fuerza de Coriolis el flujo rota, limitando la penetración tierra dentro (Abbs y Physick, 1992; Miller et al., 2003).

1.4. Brisa marina y latitud

Como se menciona anteriormente, en latitudes medias la brisa marina se desarrolla mejor durante los meses cálidos y la extensión horizontal raramente excede los 40 a 50 km, mientras en áreas tropicales o subtropicales pueden ser de 100 a 150 km (Abbs y Physick, 1992). A los 30° N la brisa terrestre se genera con mayor intensidad que en otras latitudes, aunque a veces puede no desarrollarse la brisa terrestre por que durante la noche la tierra no siempre se enfría por de-

bajo de la temperatura del océano, además la intensidad de circulación de brisa marina también puede ser máxima cerca de la latitud 30° , donde la frecuencia de Coriolis es casi igual a la frecuencia del ciclo de calentamiento diurno.

En un estudio realizado por Yan y Anthes (1987) encontraron que la brisa terrestre se desarrolla en todas las latitudes excepto en el Ecuador, aunque varía con el tiempo. La CiBM en la latitud 20° se genera con una mayor escala en comparación con la brisa marina generada en la latitud 45° y el FBM puede llegar a propagarse tierra adentro a una distancia de 100 km de la costa en la latitud 20° . En el Ecuador, la CiBM se espera que sea muy diferente a diferencia de latitudes como 40° y 20° , debido a la ausencia de Coriolis.

La brisa marina en el Ecuador se encontró persistente con intensidad variable durante el día y la noche, debido a que el aire se encuentra más cálido sobre tierra en la capa límite planetaria que el aire que se encuentra sobre el mar; a diferencia de latitudes como 20° , 30° y 45° en el Ecuador no se genera la brisa terrestre. Cabe destacar que la fuerza de Coriolis se vuelve muy importante después de las primeras 12 horas y en latitudes de 20° , 30° , 45° es responsable de la generación de brisa marina. La brisa marina es mayor en áreas tropicales que en zonas templadas, en las zonas templadas puede ser de 200 m a 500 m de profundidad y puede incrementar hasta 1000 m en climas cálidos y llegar hasta los 1400 m en regiones costeras tropicales. Con suficiente fricción, el carácter de la brisa marina se vuelve independiente de la latitud y la intensidad de CiBM se encuentra en un punto máximo cerca de la latitud 30° (Yan y Anthes, 1987).

1.5. Objetivo

Analizar numéricamente el frente de brisa marina, a partir de campos de temperatura, presión y velocidad en la vertical, para conocer la estructura espacial y temporal del sistema.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Modelo Weather Research and Forecasting (WRF)

El modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting model (WRF) fue desarrollado en los laboratorios de cómputo del National Center of Atmospheric Research (NCAR) con la colaboración y participación de muchas otras instituciones: la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el National Center for Environmental Prediction (NCEP), el Forecast Systems Laboratory (FSL), la Air Force Weather Agency (AFWA), el laboratorio de investigación naval (Naval Research Laboratory), la Universidad de Oklahoma, y la Federal Aviation Administration (FAA).

El modelo WRF es un modelo de código libre que ha sido exitoso en la comunidad científica dejando atrás a su antecesor, el MM5 (PSU/NCAR mesoscale model). El WRF ha sido diseñado para servir las necesidades de pronóstico operacional e investigación atmosférica.

Los componentes principales del sistema WRF son: un sistema de pre-procesamiento (WPS) de la información meteorológica y el núcleo dinámico en el cual se encuentran las ecuaciones que resuelve el WRF. En el esquema de software del WRF se encuentran dos tipos de núcleos que resuelven la física del modelo: el núcleo ARW (Advanced Research WRF) desarrollado principalmente por NCAR y el NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) desarrollado por NCEP.

El WPS se utiliza principalmente para simulaciones de datos reales. Sus funciones incluyen 1) definir dominios de simulación; 2) la interpolación de datos terrestres (como el terreno y el uso del suelo) al dominio de simulación; Y 3) de-gribbing e interpolación de datos meteorológicos de otro modelo a este dominio de simulación.

El núcleo utilizado en el presente trabajo es el ARW y es el componente clave del sistema de modelado, el cual está compuesto de varios programas de inicialización para simulaciones idealizadas y de datos reales y la integración (Skamarock et al., 2008). Las características clave del modelo WRF incluyen:

- Ecuaciones no hidrostáticas totalmente compresibles con opción hidrostática
- Aplicaciones regionales y globales
- Términos completos de Coriolis y curvatura
- Anidación de dos vías con nidos múltiples y niveles de anidamiento
- Anidación simultánea con anidamientos múltiples y niveles de anidamiento
- Anidamiento unidireccional sin conexión con anidamiento vertical
- Anidamientos en movimiento (movimientos prescritos y seguimiento de vórtices)
- Coordenadas de seguimiento de terreno basadas en masa
- El espaciado vertical de la rejilla puede variar con la altura
- Factores de escala de mapa para estas proyecciones:
 - Polar estereográfica (conformal)
 - Lambert-conformal (conformal)
 - Latitud y longitud, que se pueden rotar
- Arakawa C-grid escalonamiento
- Opciones de integración de tiempo Runge-Kutta de 2ª y 3ª orden

- Forma de flujo de conservación escalar para variables pronósticas
- Opciones de advección de segundo a sexto orden (horizontal y vertical)
- Transporte monotónico y opción de advección positiva definida para la humedad, escalar, Trazador y TKE
- Opción de advección esencialmente no oscilante (WENO) ponderada
- Pequeño paso dividido en el tiempo para modos acústicos y de onda de gravedad:
 - Pequeño paso horizontalmente explícito, verticalmente implícito
 - Opción de amortiguación de divergencia y descentramiento vertical de tiempo
 - Opción de filtrado en modo externo
- Absorción del límite superior y amortiguación de Rayleigh
- Condiciones de frontera laterales
 - Casos idealizados: periódicos, simétricos y radiativos abiertos
 - Casos reales: especificados con zona de relajación
- Opciones completas de física para la superficie terrestre, capa límite planetaria, Radiación superficial, microfísica y convección cúmulo
- Modelos oceánicos
- Análisis de la cuadrícula que empuja usando datos separados del aire superior y de la superficie, y observación Empujones
- Pulsaciones espectrales
- Inicialización de filtros digitales WRF-ARW V3: Guía del usuario 1-5
- Adaptabilidad del paso del tiempo
- Resistencia a la onda gravitatoria orográfica
- Esquema estocástico de retrodifusión de energía cinética
- Una serie de ejemplos idealizados

Coordenadas verticales eta η

Las ecuaciones de ARW se formulan utilizando una coordenada vertical de presión hidrostática que siguen el terreno, denotada por η y definida por:

$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu$$

Donde:

$$\mu = p_{hs} - p_{ht}$$

El componente hidrostático de la presión es p_h ; p_{hs} y p_{ht} se refieren a valores a lo largo de la superficie y los límites superiores, respectivamente. La definición de coordenada (η), propuesta por Laprise (1992), es la coordenada σ tradicional utilizada en muchos modelos atmosféricos hidrostáticos. η varía de un valor de 1 en la superficie a 0 en el límite superior del dominio del modelo (fig. 2.1). Esta coordenada vertical también se llama coordenada vertical de masa

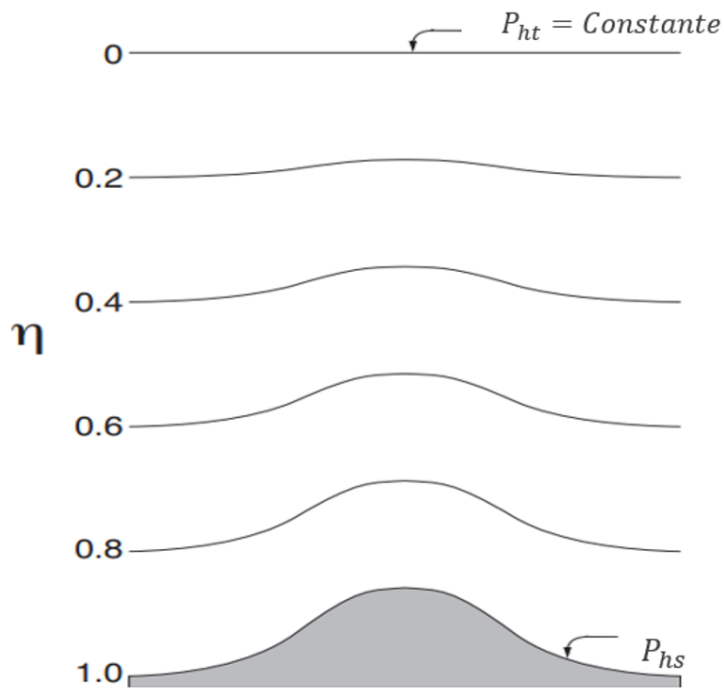


Figura 2.1: Coordenadas verticales η .

2.2. Configuración del modelo WRF para la simulación

En el presente trabajo se utilizó el modelo numérico atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF, descrito en la sección 2.1), con el propósito de conocer la estructura espacial y temporal de la brisa marina.

El modelo numérico WRF contiene un ejemplo idealizado de la brisa marina. En este caso se realizaron varias simulaciones en las que se cambiaron algunos parámetros tales como número de días simulados, extensión de tierra, niveles eta (η) y en un caso se agregó Coriolis.

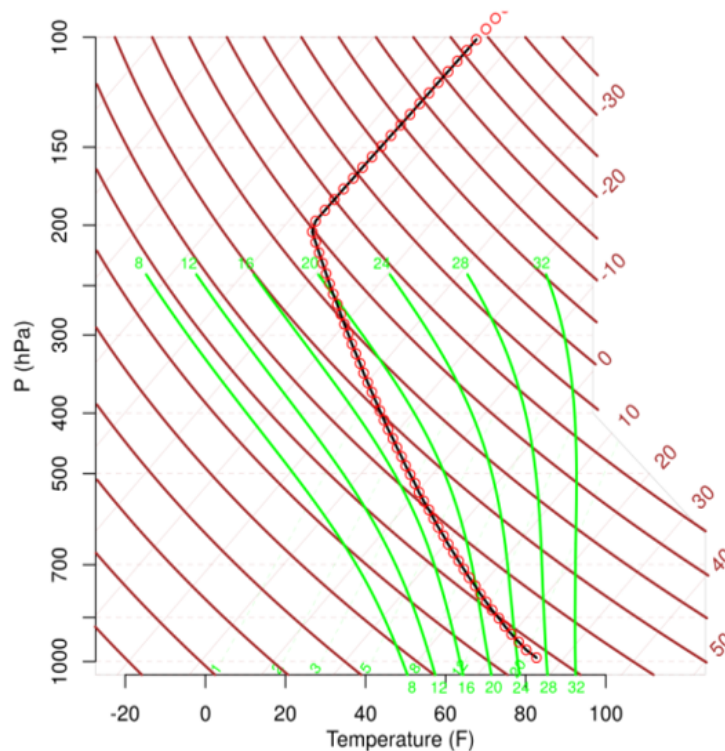


Figura 2.2: Perfil vertical de temperatura inicial idealizado. Las líneas punteadas horizontales rojas son las isobaras (presión), las líneas diagonales rojas son las isotermas (temperatura), las curvadas rojas son las adiabáticas secas (temperatura potencial), las líneas curvadas verdes son las adiabáticas saturadas (temperatura potencial equivalente constante), línea negra y con círculos rojos es la temperatura en una atmósfera estable

El ejemplo idealizado de la brisa marina ayuda a entender el desarrollo y evolución de la brisa marina para conocer su estructura espacial y temporal. El perfil

vertical inicial de temperatura idealizado se observa en la figura 2.2, el dominio de la malla tiene una resolución de 2 km equivalentes a 201 puntos de malla de los cuales 50 puntos (100 km) pertenecen a tierra que se encuentra centrada dentro del dominio (Contiene agua en ambos lados, ver fig. 2.3) y se encuentra en un terreno totalmente plano.

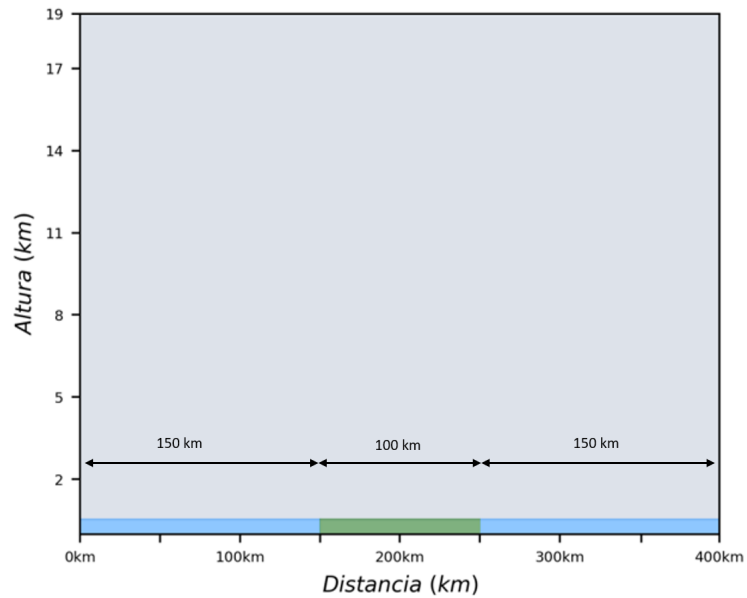


Figura 2.3: Esquema utilizado para la simulación, las líneas azules indica la porción de agua y la verde indica la tierra.

En la tabla 2.1 se encuentra la configuración utilizada en el modelo WRF, y en la tabla 2.2 se encuentran los identificadores para diferentes simulaciones realizadas.

Tabla 2.1: Configuración del modelo WRF

Tiempos de simulación	12 horas, 24 horas, 1 mes
Pasos de tiempo en segundos	15
Salidas de archivos en minutos	30
Niveles en la vertical (eta)	35, 54
Resolución	2 km
Puntos de malla horizontal	202
Microfísica	Lin et al scheme
Física de onda larga	RRTM scheme
Física de onda corta	Dudhia scheme
Capa superficial	Monin-Obukhov Similarity scheme
Física del suelo	Thermal diffusion scheme
Capa límite	YSU scheme
Coriolis	0, 7.2722×10^5
Dinámica	Runge kutta 3er orden
Difusión horizontal constante	$300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Difusión vertical constante	$1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

Tabla 2.2: Identificadores para las simulaciones realizadas

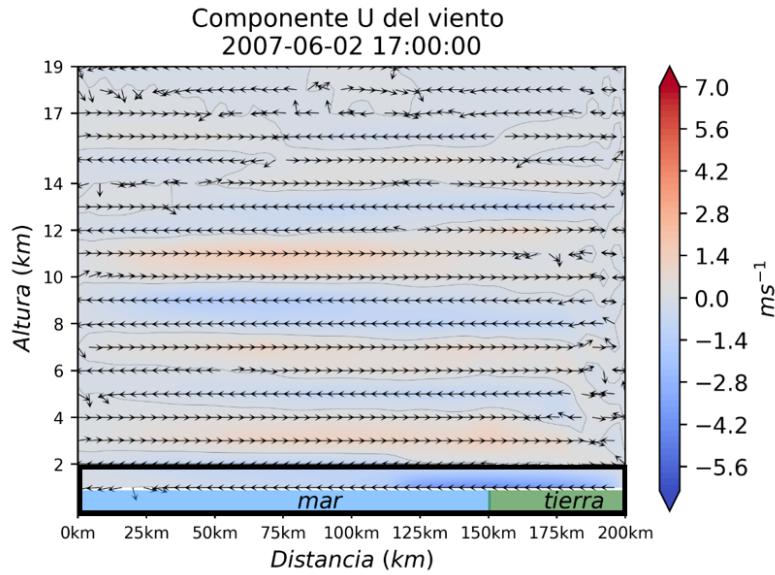
No. Simulación	Observaciones	Extensión de tierra	Extensión de agua	Identificador
1	Sin Coriolis	100 km	300 km	T100
2	Sin Coriolis	140 km	260 km	T140
3	Sin Coriolis	160 km	240 km	T160
4	Sin Coriolis	200 km	200 km	T200
5	Con Coriolis	200 km	200 km	T200c

Capítulo 3

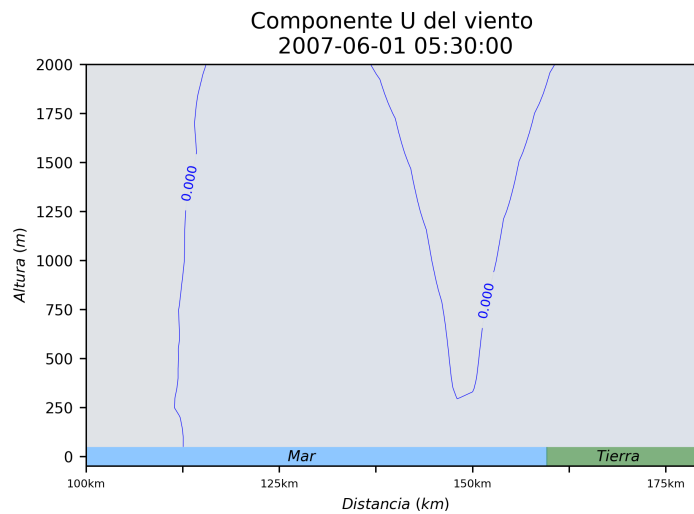
Resultados

Los datos de salida de las simulaciones del modelo WRF tienen una resolución de 19 km por lo que fueron recortados debido a que la brisa marina es un fenómeno que se observa dentro de la capa límite a 2 km. En la figura 3.1 se hace una comparación de los datos antes y después de ser recortados, en la figura 3.1 a) se observa un cuadro negro que indica el nivel a 2 km en que se recortaron los datos y en la figura 3.1 b) se observa el resultado final del recorte. El propósito del recorte es apreciar mejor el fenómeno.

En el capítulo 1 se explica que la brisa marina se genera debido a una diferencia de temperatura y presión, que trae consigo cambios en la velocidad y dirección del viento. También se menciona que el FBM se genera cerca de la costa cuando el gradiente de temperatura potencial se vuelve discontinuo y al avanzar hacia tierra trae consigo un incremento en la humedad. A continuación se muestran variables que son muy importantes para identificar la brisa marina y algunos de sus componentes: componente U del viento, temperatura, perturbación de la presión, humedad relativa a 2 m y temperatura potencial. Además se calculó el número de Richardson para identificar las inestabilidades.



(a)



(b)

Figura 3.1: Componente U del viento (T100) a 19 km (a) y 2 km (b), el cuadro negro en la figura (a) indica el nivel en que fueron recortados los datos para los gráficos finales (b).

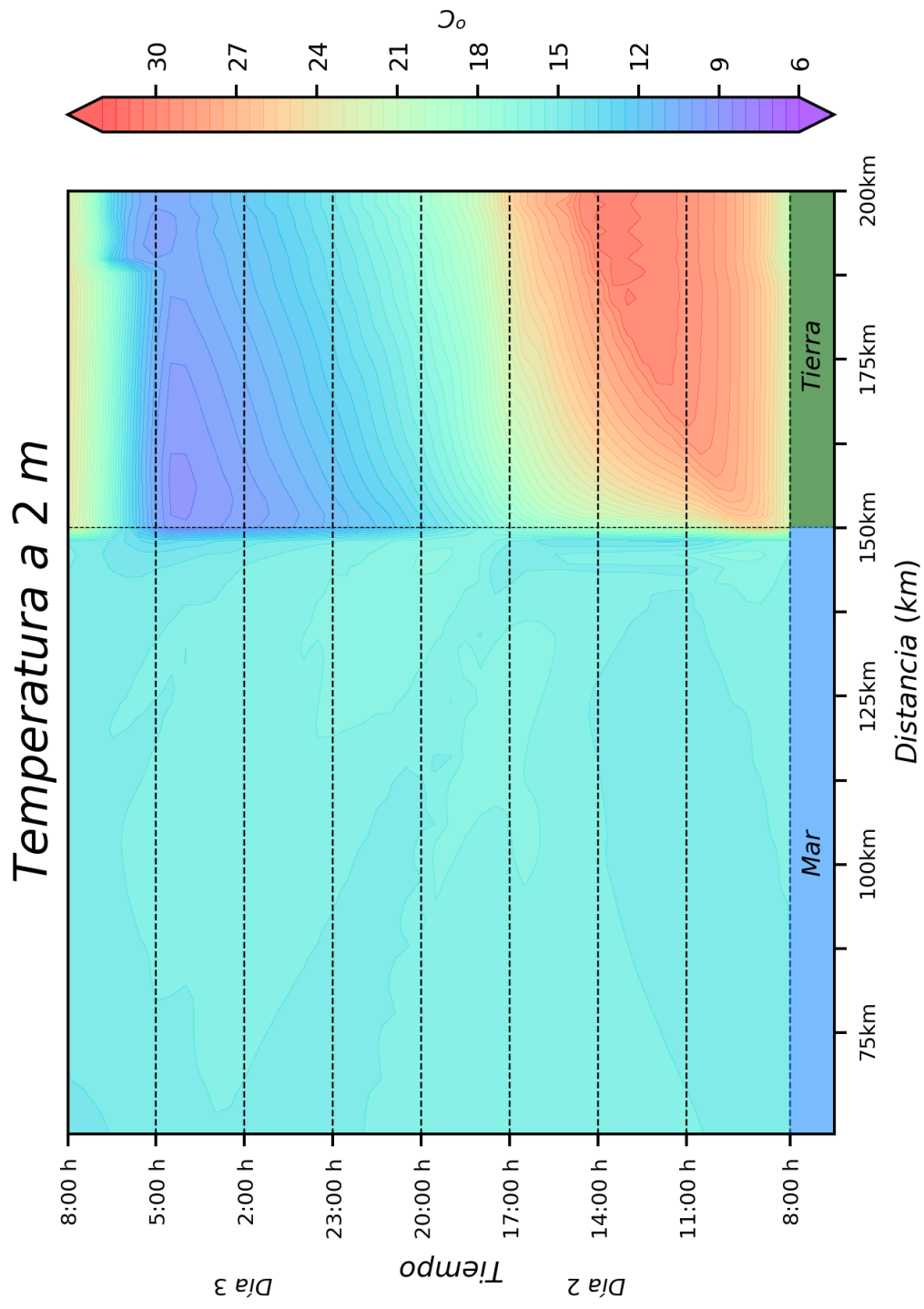
3.1. Simulación T100

La temperatura es una de las principales variables para que se lleve a cabo el proceso de la brisa marina y es a partir de las 9:00 h cuando la tierra comienza su calentamiento. A las 10:00 h se genera un gradiente de presión, una baja presión sobre la costa que se extiende tierra adentro (fig. 3.2 a). A las 15:00 h se observa la perturbación de la presión en su punto más bajo, así como el máximo calentamiento en tierra adentro con una extensión de 50 km. Tres horas después (18:00 h) la tierra comienza a enfriarse y nuevamente se genera un gradiente de presión en la costa.

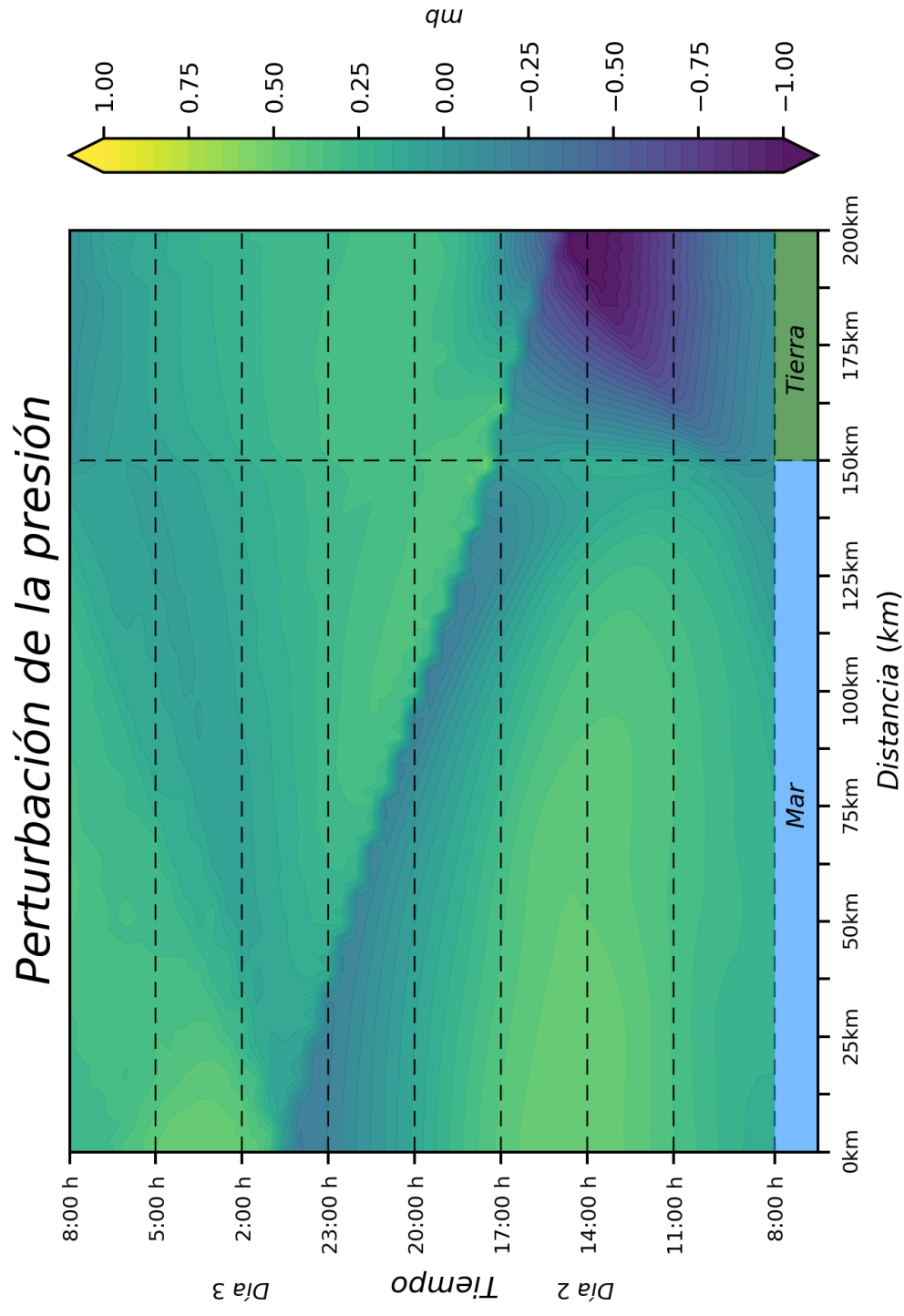
Sobre el mar la temperatura se mantiene casi constante durante el día. A las 14:00 h, la parcela de aire que se encuentra sobre el agua fría del mar genera una alta presión (caso contrario a la temperatura sobre tierra). Sobre el mar, la baja presión generada es menor comparada con la que se genera en tierra, debido a que la temperatura sobre el mar se mantiene constante (fig. 3.2 b).

Se tomaron en cuenta dos puntos, uno dentro del mar y otro en la costa para analizar los cambios de temperatura y humedad relativa a 2 m sobre mar y tierra. Sobre el mar, no se apreciaron cambios significativos, sin embargo, durante la mañana (5:00 h), debido a la capacidad calorífica de la tierra, la temperatura sobre ésta es menor a 10 °C y la humedad relativa comienza a disminuir hasta las 11:00 h. Durante el día la tierra inicia su calentamiento a partir de las 10:30 h, teniendo una máxima temperatura a las 12:00 h. Lo que resta del día la temperatura disminuye y a las 23:00 h sobre la costa es de 17 °C .

La humedad relativa después del mediodía sobre la costa aumenta debido a que el frente de brisa marina trae consigo mucha humedad (más del 50 % del total), misma que se mantiene hasta el día siguiente (fig. 3.3).



(a)



(b)

Figura 3.2: Componente U del viento y temperatura (T100) (a), perturbación de la presión (b)

Se tomó en cuenta la línea que divide mar-tierra y se graficó la velocidad del viento, durante la mañana es muy débil y se intensifica en el transcurso del día, el viento avanza de mar a tierra y las velocidades mayores se observan tierra adentro a las 15:00 h, para disminuir con el paso del tiempo. A las 17:00 h la velocidad del viento sobre tierra es débil, y comienza a cambiar de dirección hacia el mar (fig. 3.4 a), también se graficó un punto costa adentro para dos días de simulación (iniciando en la mañana del día 1 y terminando en el día 2), durante la mañana cuando la brisa terrestre se genera el viento va de tierra a mar con intensidad muy baja, menor a 1 m s^{-1} , pero es a partir de las 10:00 h cuando la dirección del viento cambia hacia tierra. La mayor velocidad fue de 6 m s^{-1} a las 17:00 h. Posteriormente la velocidad disminuye y a las 18:30 h el viento cambia nuevamente de dirección hacia el mar con velocidades muy bajas (fig. 3.4 a).

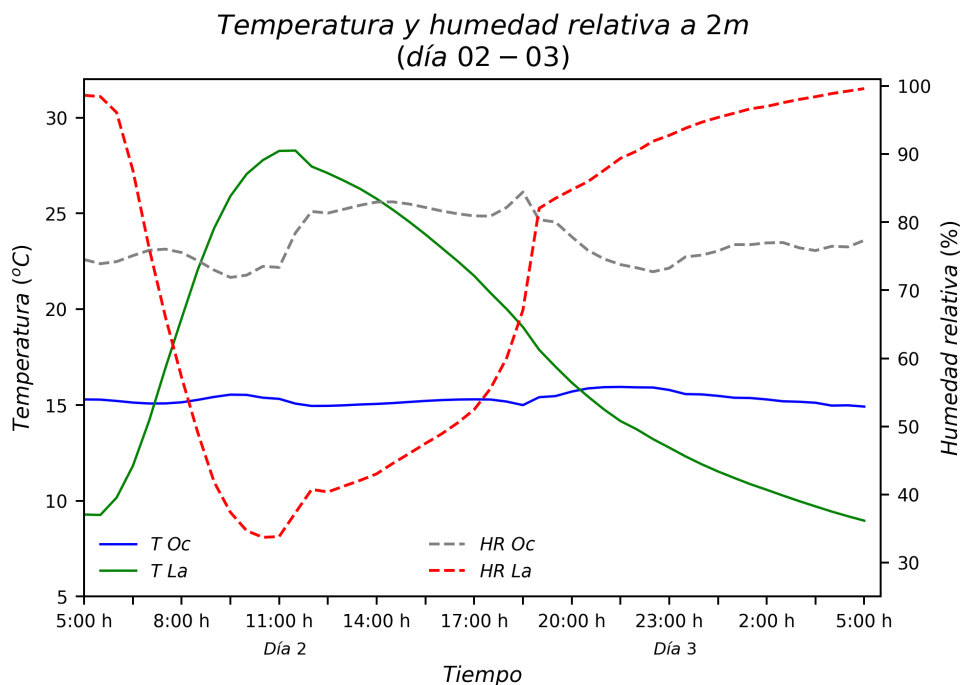


Figura 3.3: Temperatura y humedad relativa a 2 m en dos puntos: costa adentro (La) líneas verde y roja punteada respectivamente y mar adentro (Oc) líneas azul y gris punteada

En la figura 3.5 a) se muestra la componente U del viento, y a partir de las 10:00 h se genera un flujo hacia tierra con poca intensidad y a una altura menor a 250 m, sin flujos de retorno hacia el mar en niveles altos. En el caso de la temperatura potencial (fig. 3.5 b) sobre el mar se encuentra el aire frío hasta los 200 m, mientras que sobre tierra la temperatura no es mayor a $26 \text{ }^\circ\text{C}$, y sobre la costa comienza a generarse un gradiente de temperatura potencial.

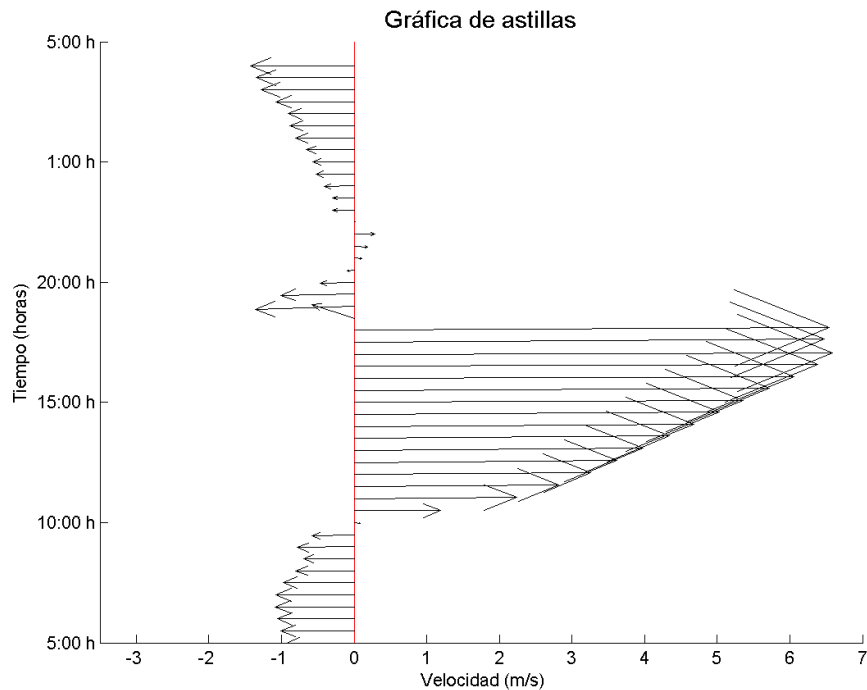


Figura 3.4: Componente U del viento (gráfica de astillas, T100)

El FBM se encuentra sobre la línea de costa a las 10:00 h con una altura menor a 100 m y avanza rápidamente hacia tierra durante el día (fig. 3.5 b). Dos horas después el FBM penetra más de 10 km tierra adentro y la celda de circulación de la brisa marina se encuentra bien marcada llegando a los 2 km de altura, la intensidad del viento aumenta sobre tierra y el FBM crece en altura.

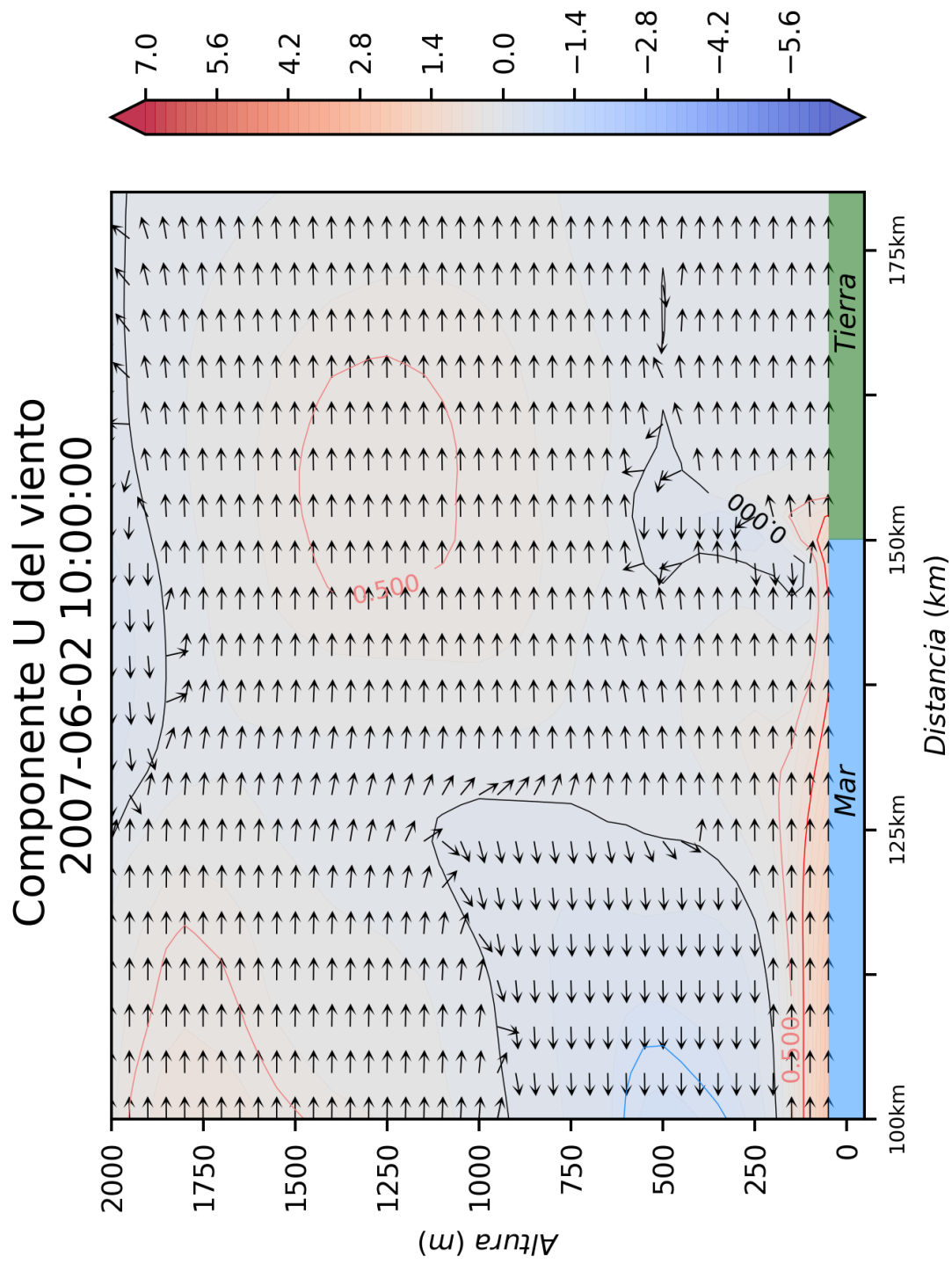
La brisa marina empieza a notarse a partir de las 11:00 h, con intensidad del viento muy débil y un flujo de retorno a 250 m. Durante el avance del FBM en la parte delantera se genera una CaBM que crece en longitud y altura con el tiempo. A las 11:00 h la CaBM tiene una altura de 250 m, y avanza con poca intensidad tierra adentro (fig. 3.5 c). En general la celda de circulación tiene altura no mayor a 1 km y el aire frío sobre el mar es impulsado hacia tierra, reemplazando al aire cálido sobre la costa y trayendo consigo un descenso de temperatura de 2 °C a 6 km tierra adentro (fig. 3.5 d).

Una hora después (13:00 h) el FBM está tierra adentro a 25 km de la costa y tiene una inclinación de 75 °. La CaBM tiene una altura de 750 m y detrás de ella se generan las OKH. El flujo de retorno hacia el mar alcanzó una altura de 2 km (fig. 3.5 g). La circulación de la brisa marina se observa bien marcada, las

mayores velocidades se encuentran detrás del frente de brisa marina y en los niveles altos cuando el viento cambia de dirección hacia el mar. Por otra parte, el gradiente de temperatura potencial se observa en los primeros 150 m de altura, desde la costa hasta 25 km tierra adentro. En la costa se observa un descenso de temperatura que avanza hacia tierra y crece en altura (fig. 3.5 h). La temperatura potencial sobre tierra es de 27 °C mientras que en el mar es menor a 19 °C.

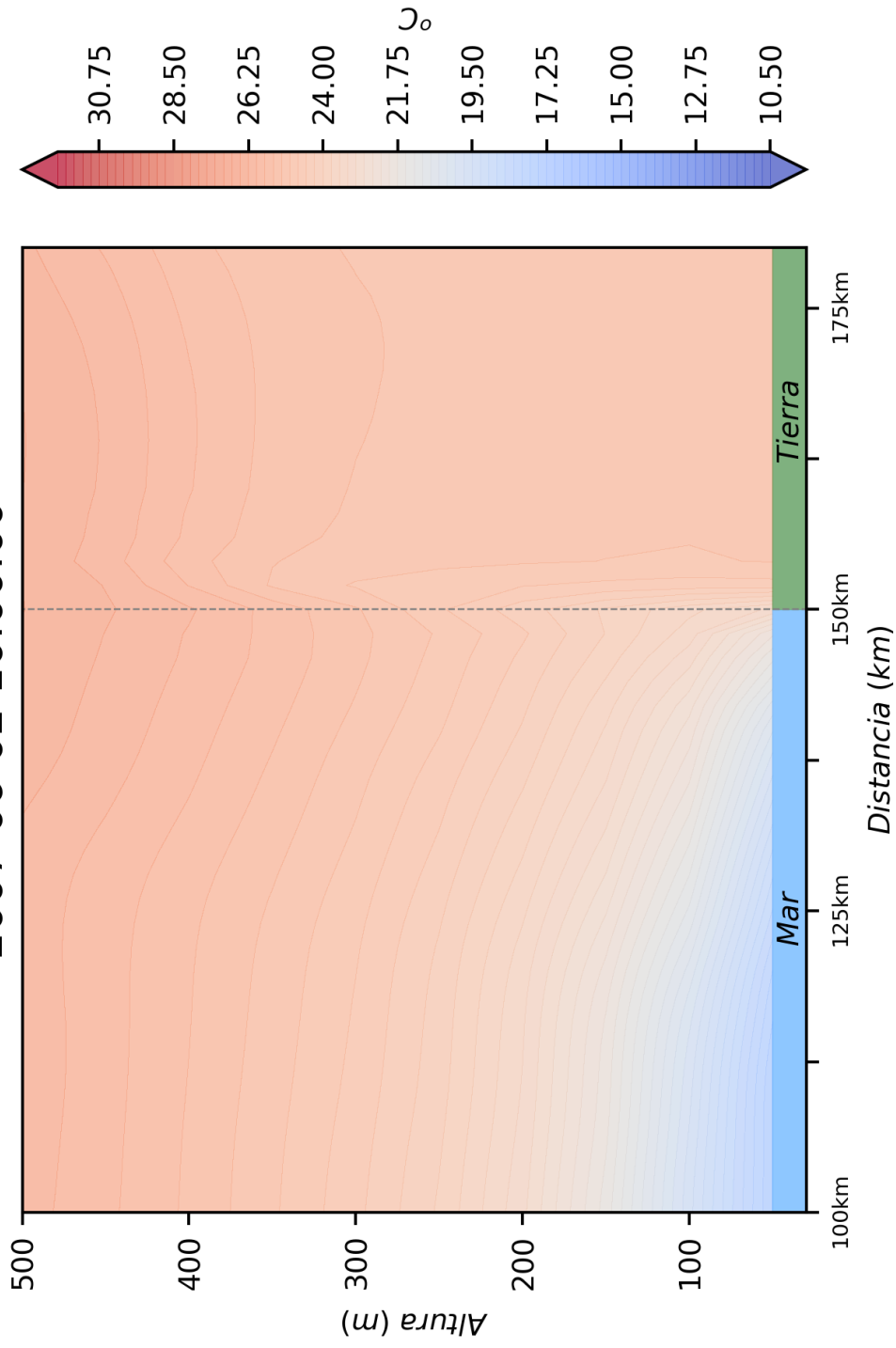
La circulación de la brisa marina a las 14:00 h se mantiene a 2 km de altura, el flujo marino que va hacia tierra tiene una altura de 350 m en mar adentro a 50 km de la costa, la CaBM alcanzó una altura de 800 m y las OKH aun persisten detrás de ella. Las mayores velocidades siguen siendo detrás del FBM y en niveles altos donde el flujo retorna hacia el mar (fig. 3.5 i). La temperatura potencial sobre la costa se observa menor que sobre la línea de costa que sobre el mar, y tiene una altura de 250 m.

A mediodía el FBM se encuentra tierra adentro, a 20 km de la costa y avanza creciendo en longitud y altura. La CaBM tiene una altura de 450 m, y detrás de ella se forman OKH. Las mayores velocidades se observan en la costa, detrás del FBM y un flujo de retorno hacia el mar se observa a partir de 250 km (fig. 3.5 e). Durante el transcurso del día, la temperatura potencial aumenta sobre la superficie terrestre, y sobre el mar disminuye. A las 12:00 la temperatura potencial sobre el mar es de 19 °C en los primeros 120 m en altura (fig. 3.5 f) y sobre la costa la temperatura disminuye con el avance del FBM.

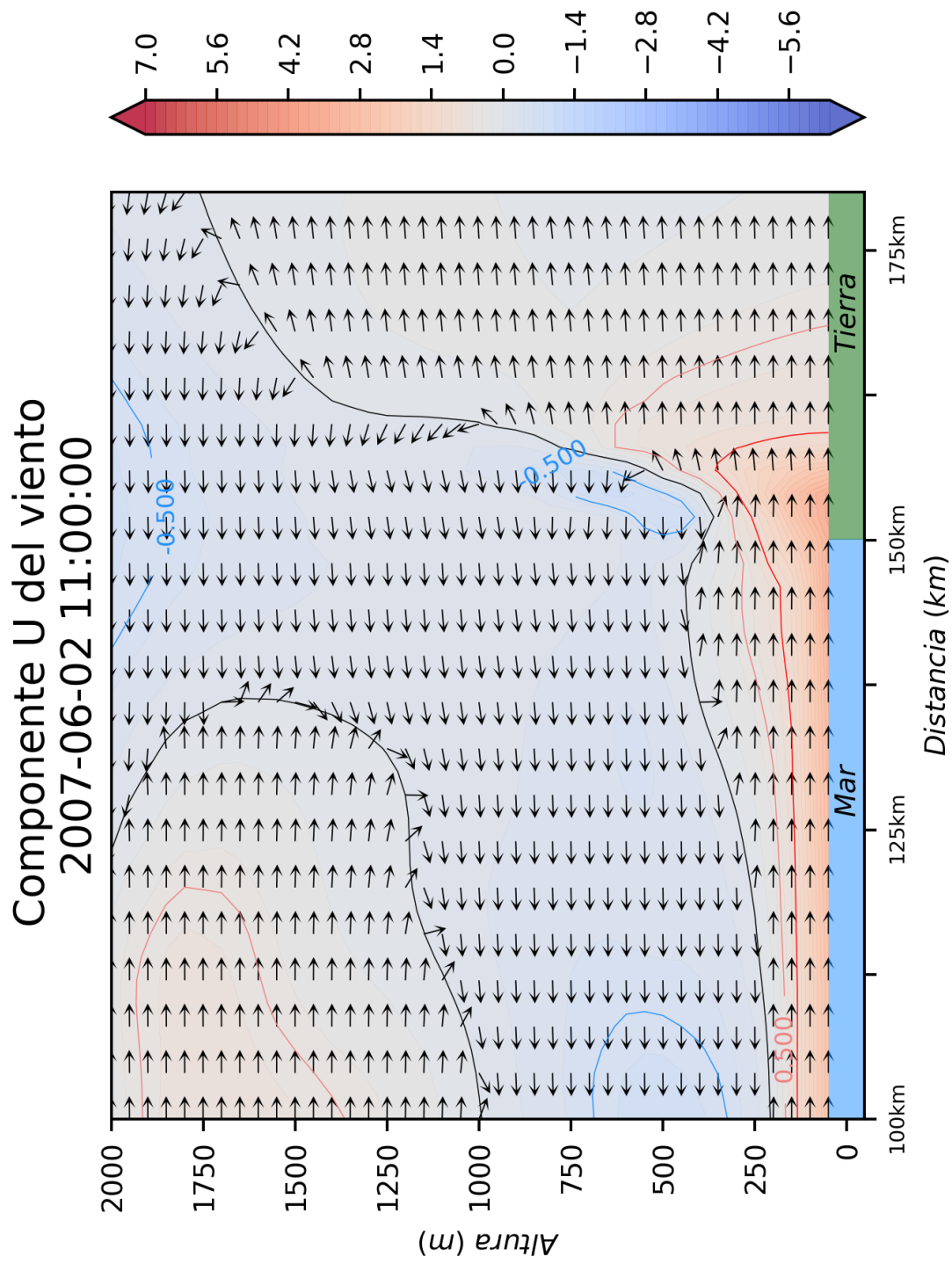


(a)

Temperatura potencial
2007-06-02 10:00:00

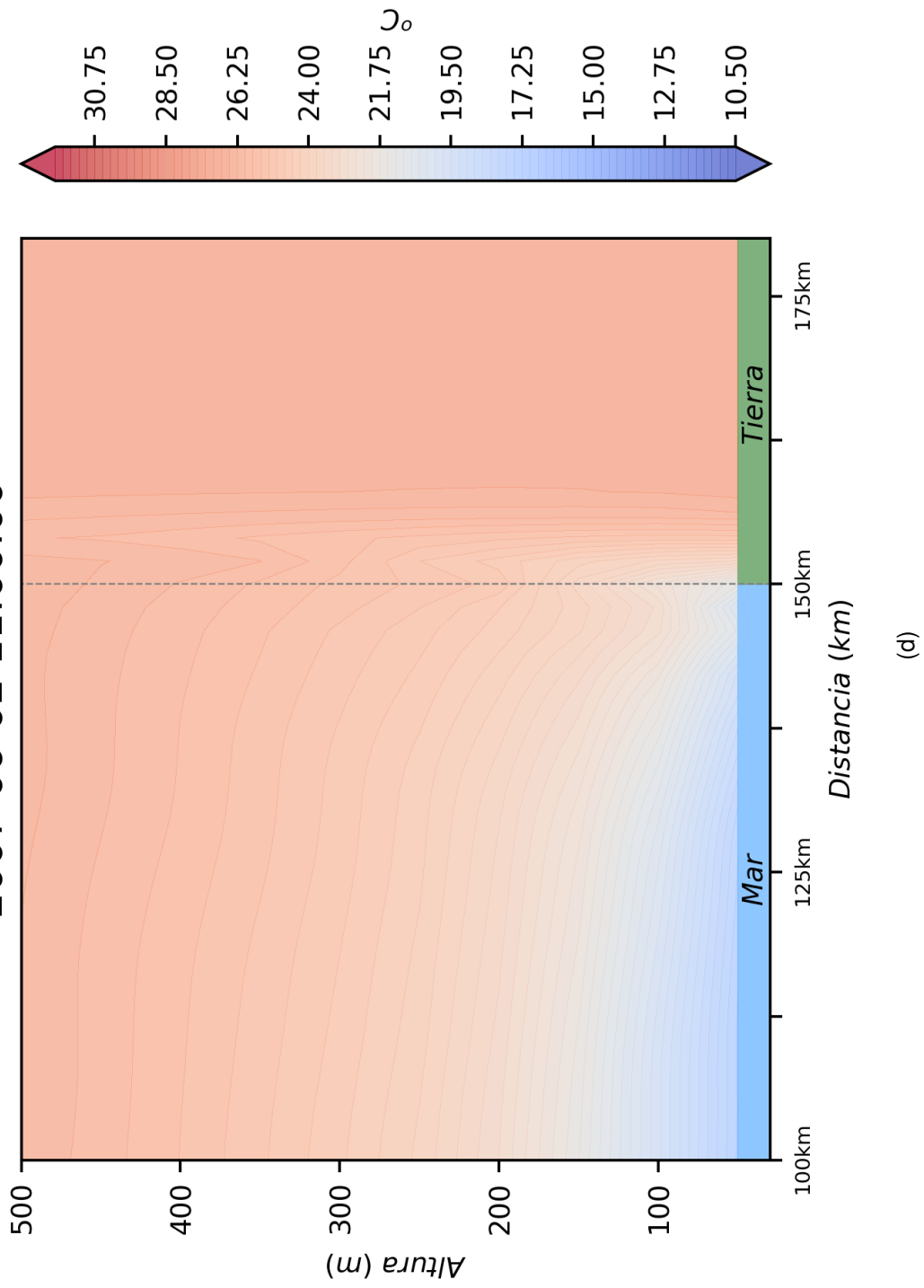


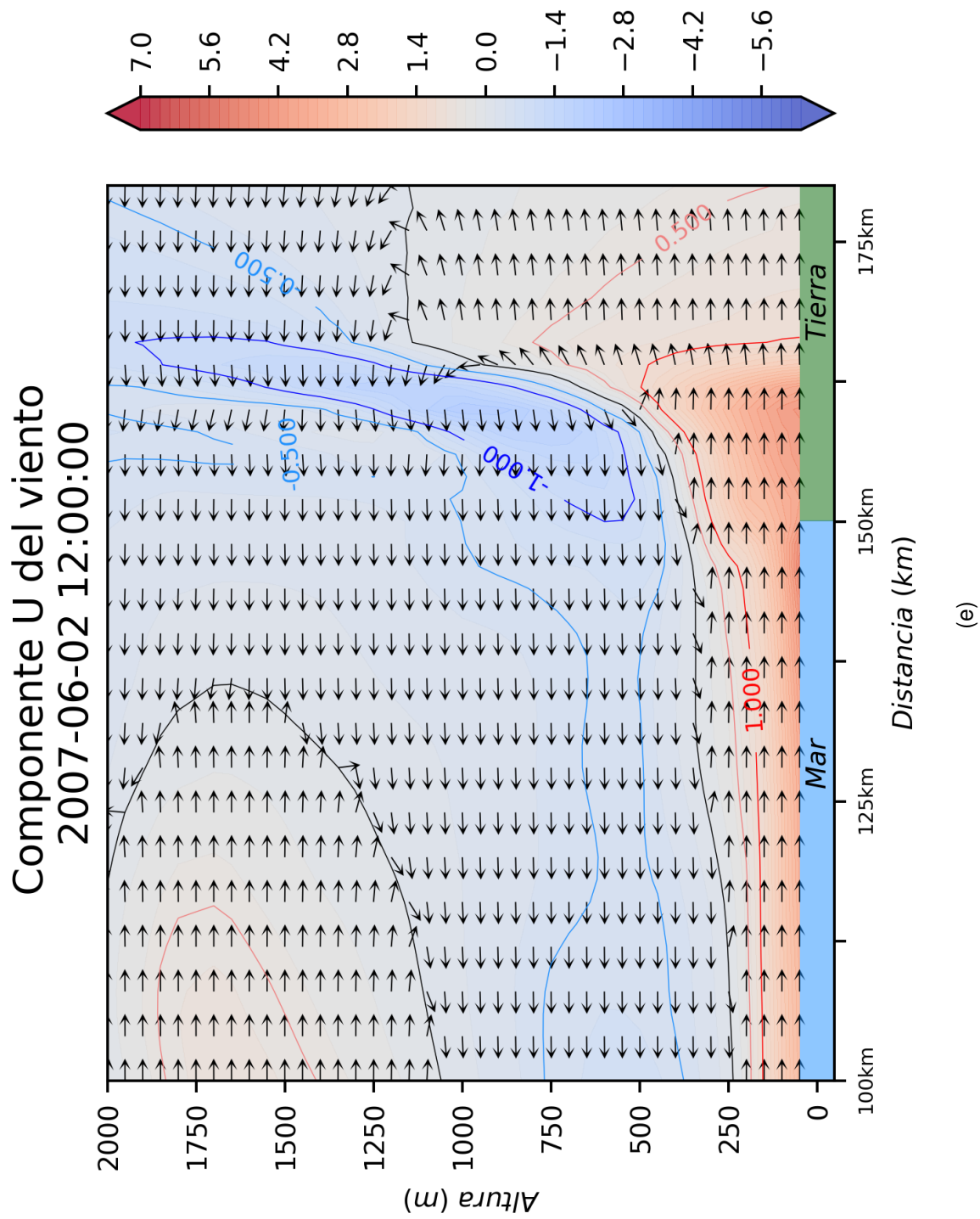
(b)



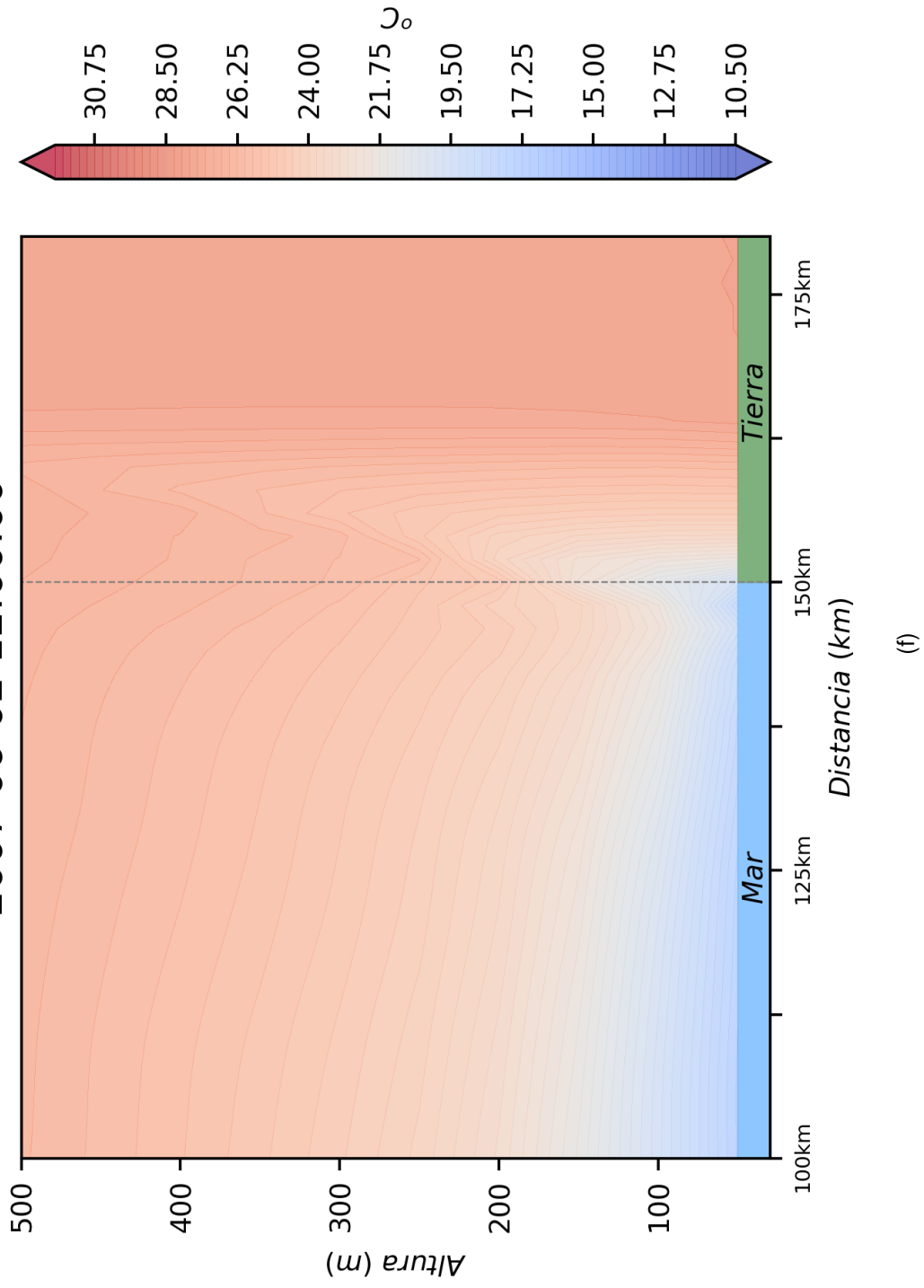
(c)

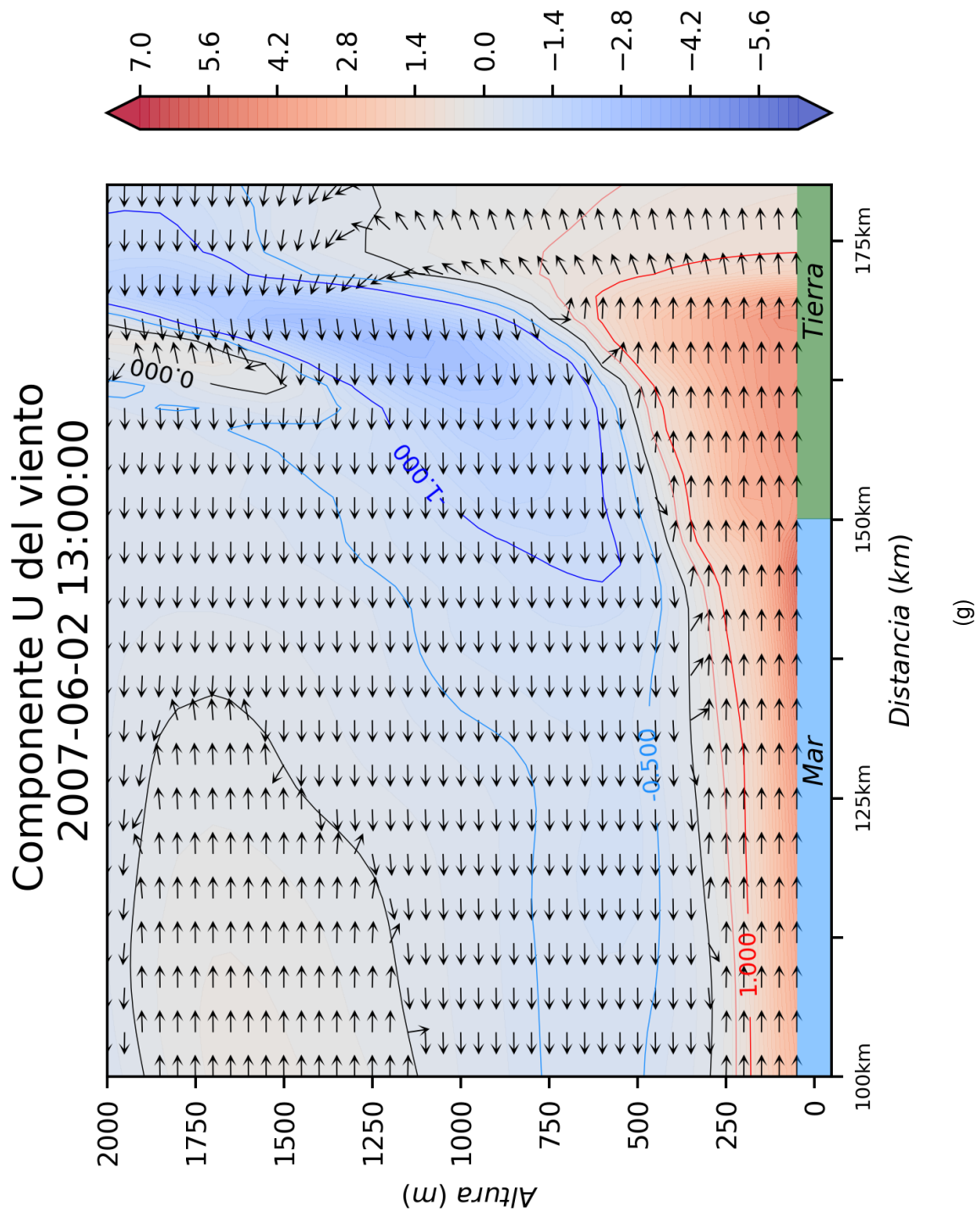
Temperatura potencial
2007-06-02 11:00:00



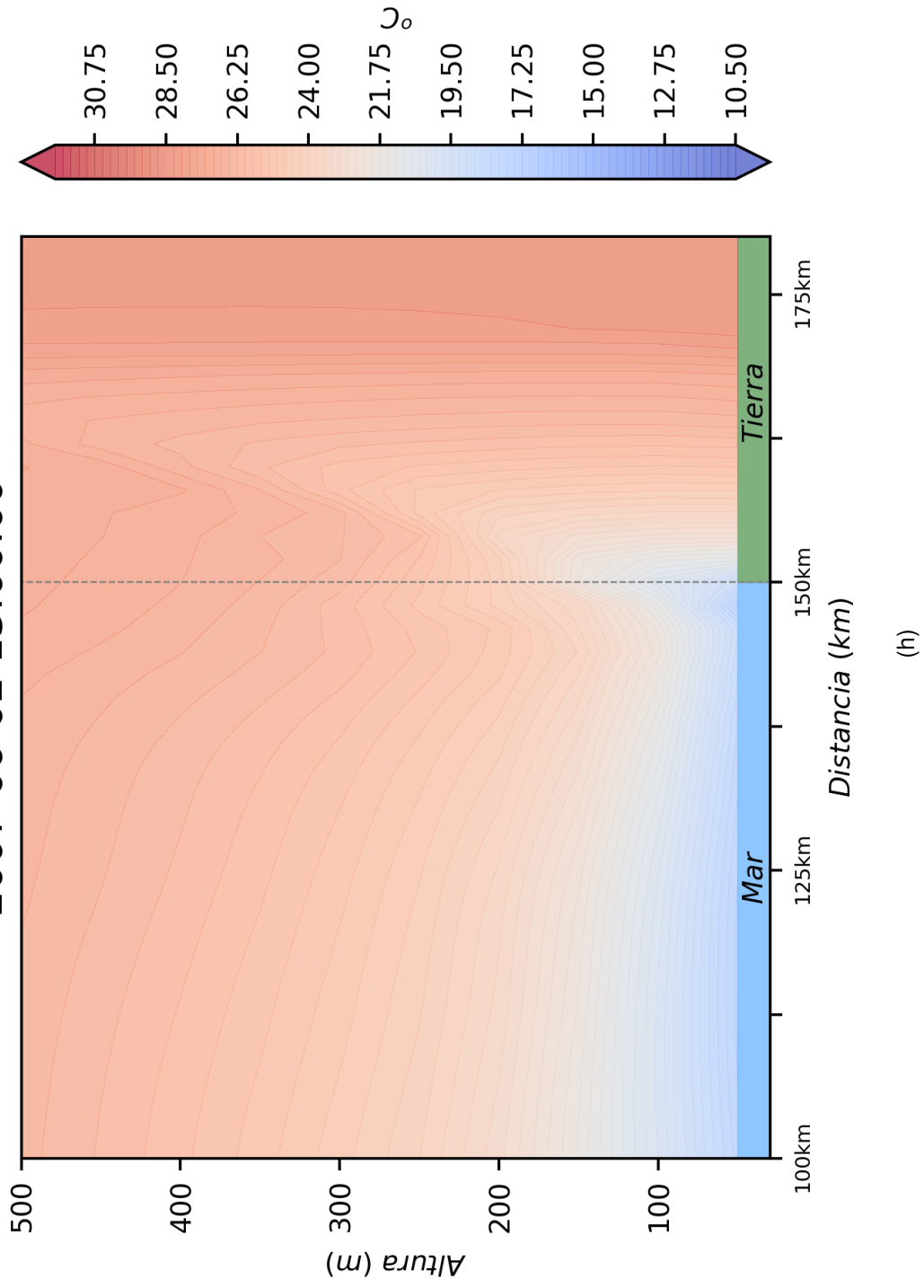


Temperatura potencial
2007-06-02 12:00:00

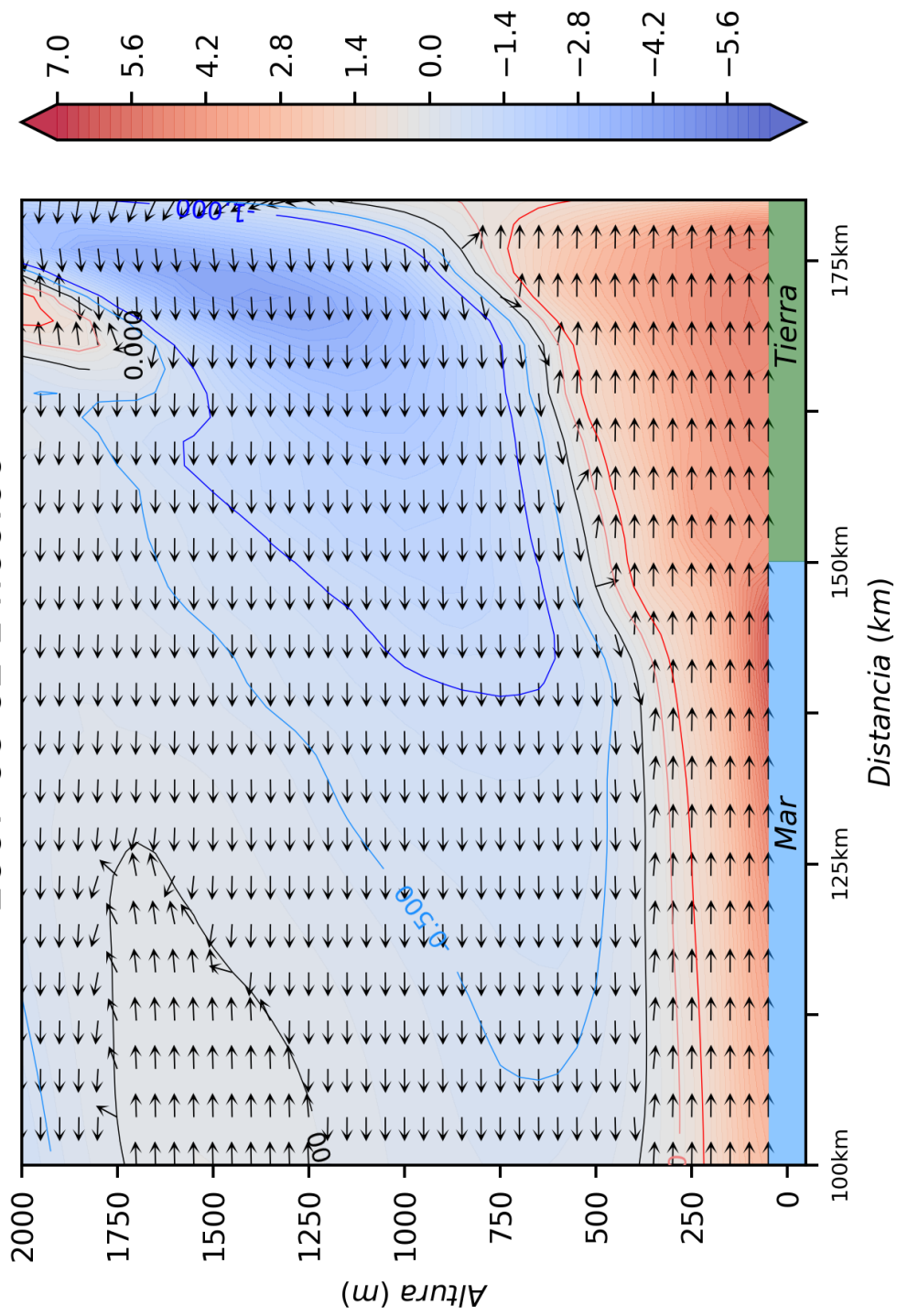




Temperatura potencial
2007-06-02 13:00:00



Componente U del viento 2007-06-02 14:00:00



(i)

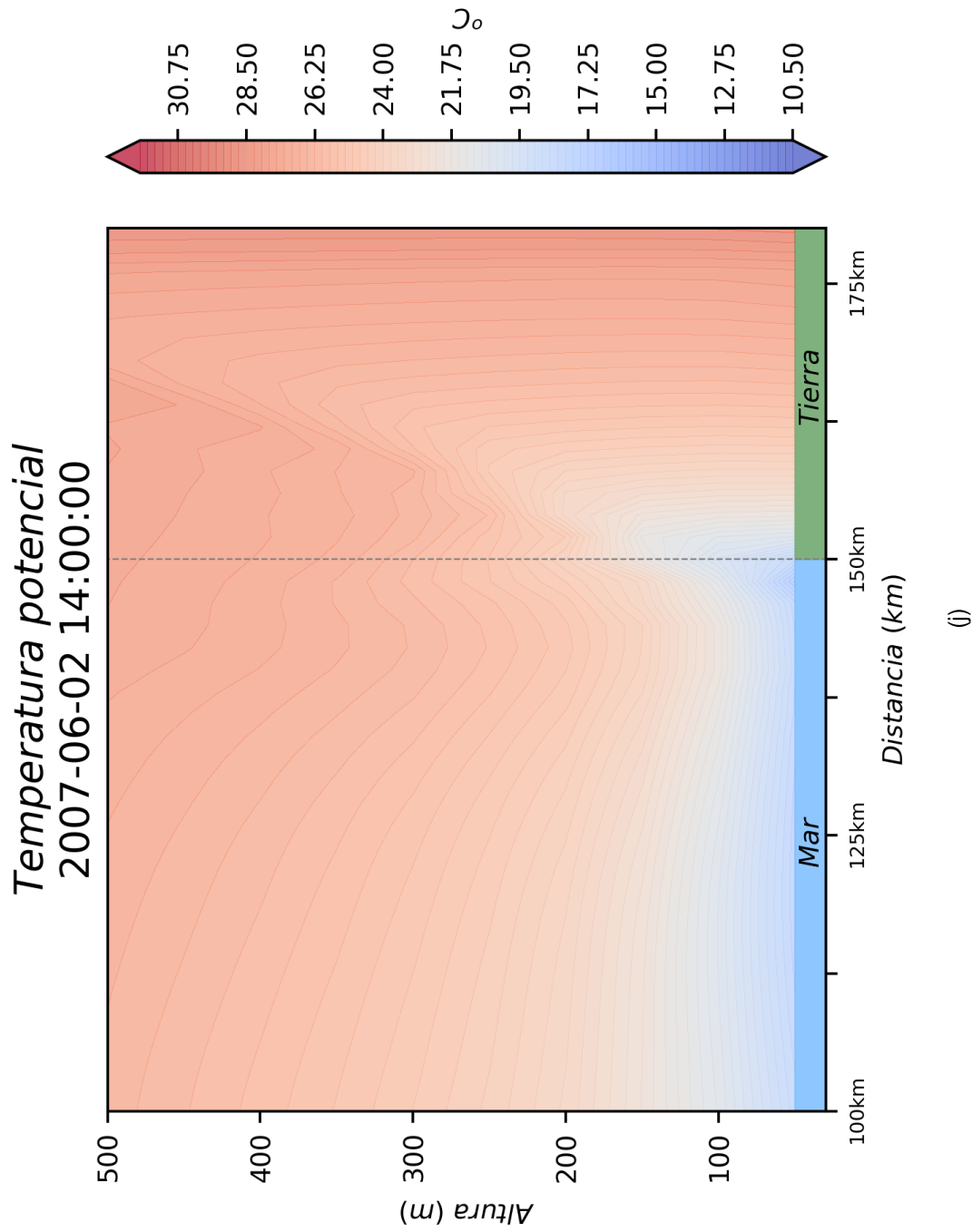
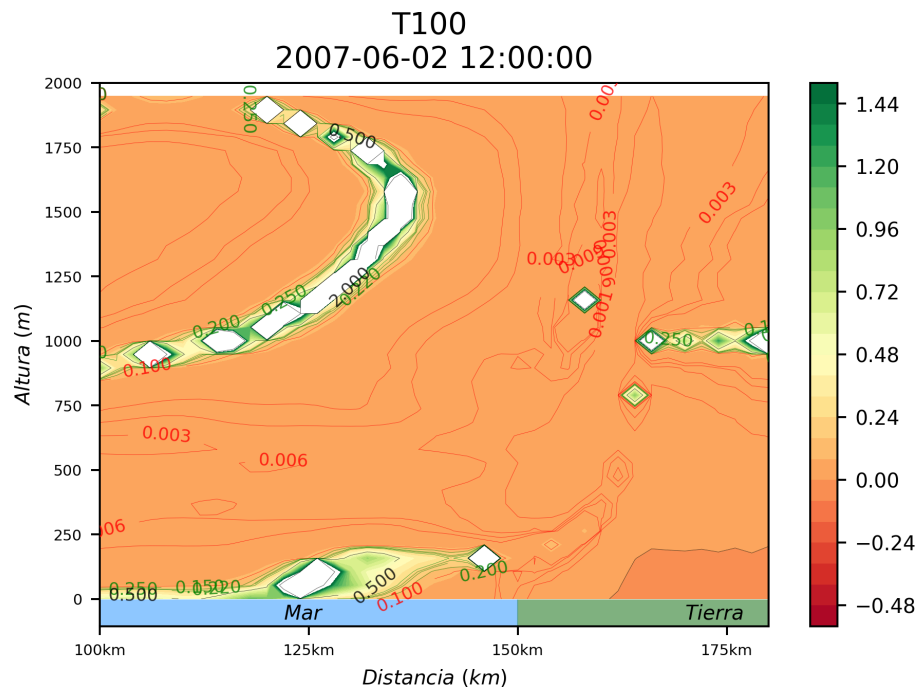


Figura 3.5: Componente U del viento y temperatura potencial (T100). Las líneas azules y verdes indican la porción de mar y tierra, en las gráficas $a)$, $c)$, $e)$, $g)$, $i)$ se observan líneas azules y rojas, indicando la magnitud del viento. Los valores negativos indican que el viento es hacia el mar.

El número de Richardson indica si existen inestabilidades en la atmósfera, en la sección 1.2 se explica que las OKH se forman principalmente cuando el número de Richardson es menor a 0.25. A mediodía el número de Richardson es menor a 0.25 cerca de la línea de costa y disminuye al avanzar tierra adentro, la gráfica de la figura 3.6 a) complementa la mostrada en la figura 3.5 e).

A las 13:00 h (fig. 3.6 b) el FBM se encuentra a 25 km tierra adentro, la CaBM tiene una altura de 500 m y las OKH se forman detrás de ella. El número de Richardson disminuye cerca de la costa al avanzar el FBM hacia tierra. El FBM a las 14:00 h está a 75 km tierra adentro y detrás de la CaBM donde el número de Richardson es 0.008 se observa una hilera de OKH (fig. 3.6 c). Estas inestabilidades se forman donde la velocidad es cero y en regiones donde el cizallamiento del viento es muy fuerte, es decir, detrás de la CaBM.



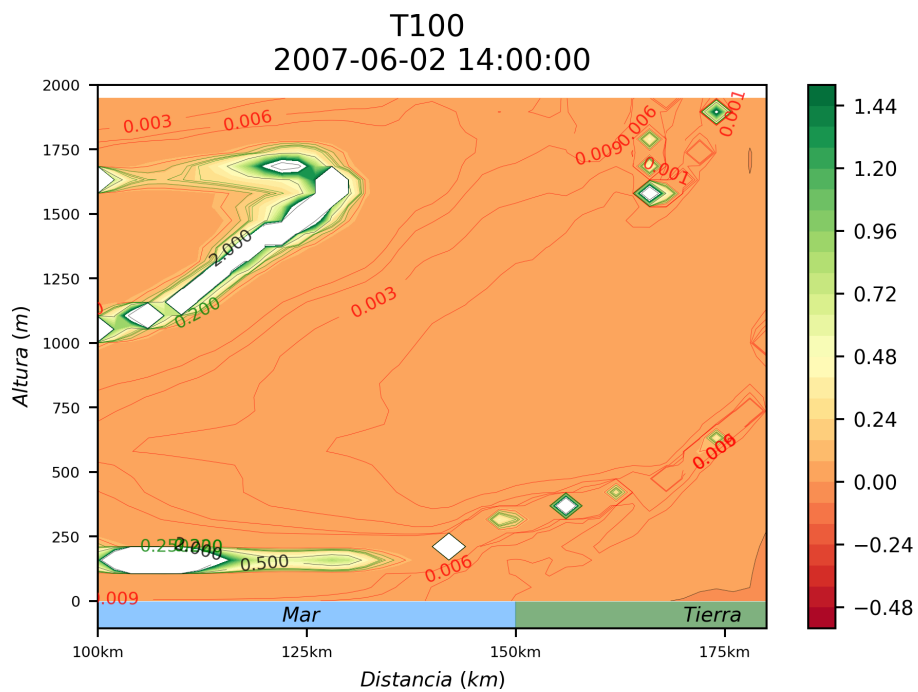
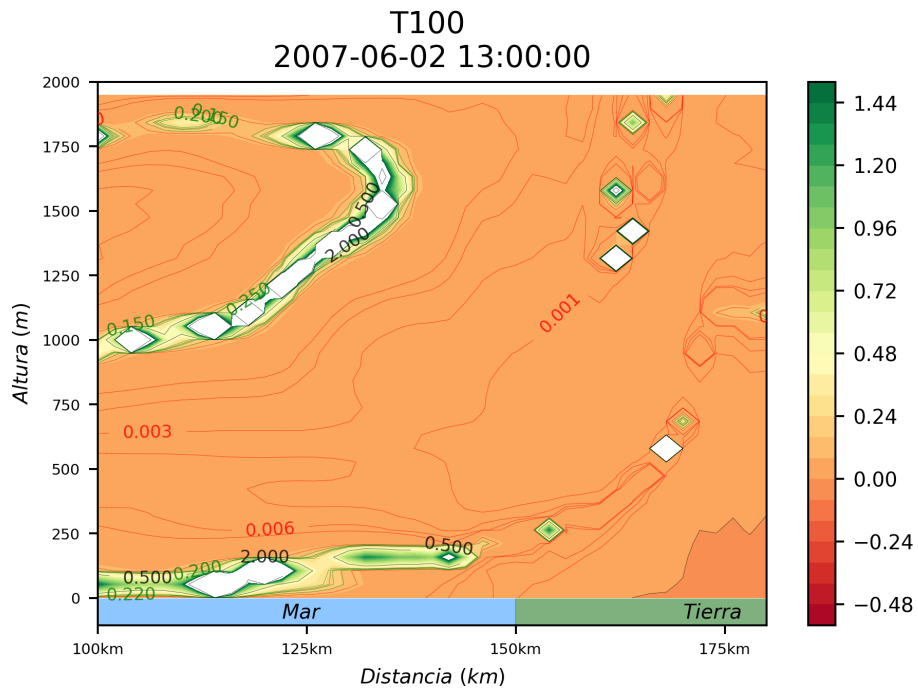


Figura 3.6: Número de Richardson a diferentes horas: 12:00 h (a), 13:00 h (b) y 14:00 h (c) (T100)

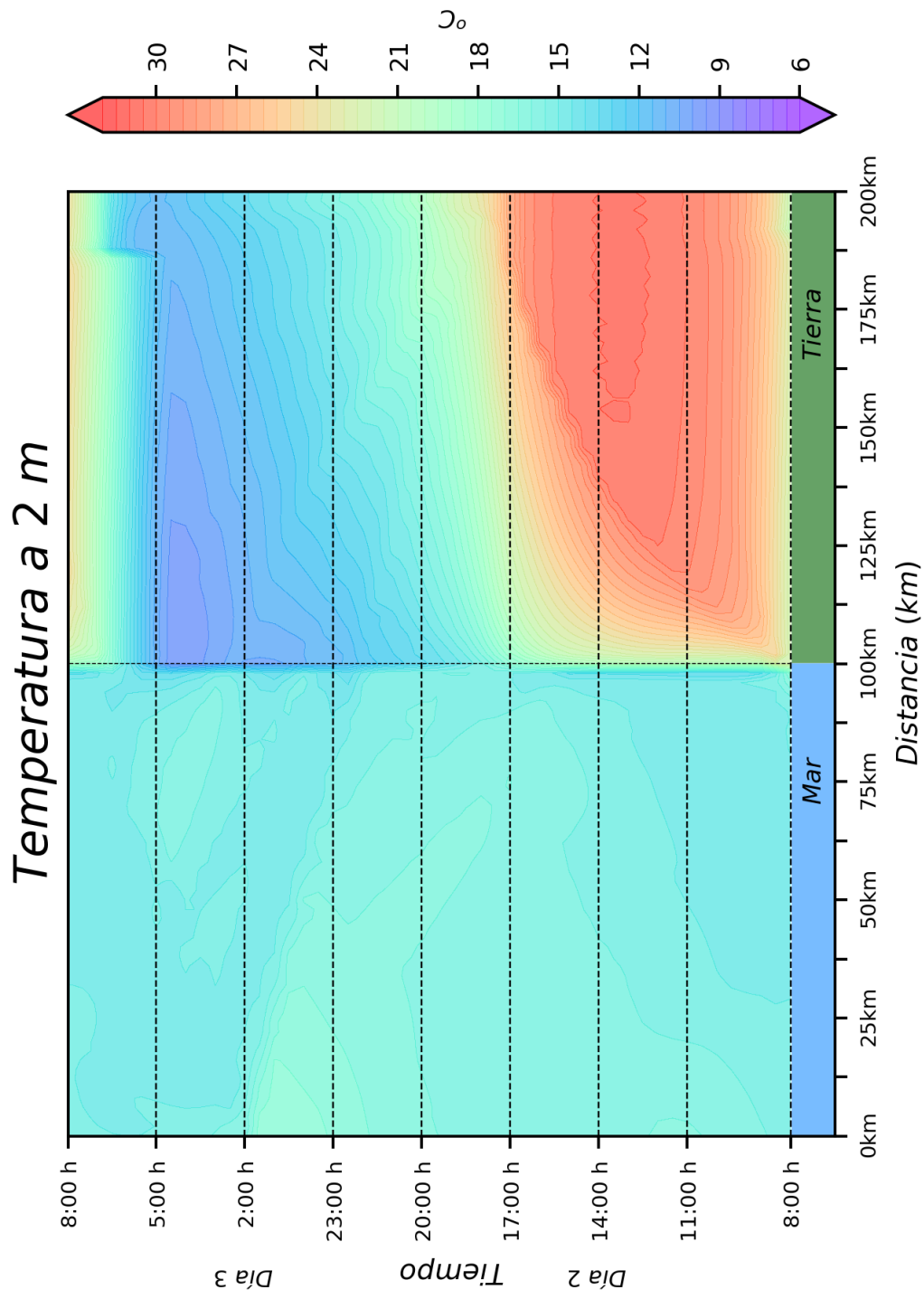
3.2. Simulación T200

En otra simulación, se agregó mayor extensión de tierra y la porción de agua se redujo (T200). Los resultados se muestran a continuación: En la mañana, cerca de la costa cuando la temperatura sobre tierra es menor que sobre el mar, la presión disminuye y durante el día se genera una baja presión tierra adentro, con una extensión mayor a 70 km, pero en la tarde cuando la tierra aumenta su temperatura, la baja presión se sitúa tierra adentro a 25 km de la costa abarcando una extensión de 50 km; sobre el mar la temperatura no tuvo muchos cambios y se mantiene constante durante el día por lo que se genera una alta presión de 11:00 h a 17:00 h, después de las 17:00 h la temperatura sobre tierra disminuye generando un aumento en la presión, que persiste hasta la madrugada, y sobre el mar se genera una baja presión. Estos cambios ocasionan la brisa terrestre (figs. 3.7 a-b).

La velocidad del viento nuevamente se graficó para el punto que divide la tierra del mar, el aire frío del mar avanza hacia tierra a partir de las 10:00 h y durante el transcurso del día la velocidad del viento aumenta, pero es a las 23:00 h cuando la dirección del viento cambia hacia el mar, generando la brisa terrestre (fig. 3.8)

En la madrugada la brisa terrestre se observa bien marcada, con un flujo hacia el mar en los primeros 250 m, y un flujo de retorno hacia tierra a 200 m de altura, el viento sopla de tierra a mar y las mayores velocidades se encuentran en mar adentro a 50 km de la costa, la celda de circulación de la brisa terrestre se encuentra bien marcada (fig. 3.9 a). La temperatura potencial a las 5:00 h es 1 °C menor en la superficie que sobre el mar en los primeros 60 m de altura (fig. 3.9 b).

La brisa marina comienza a generarse a partir de las 10:00 h. El FBM se encuentra cerca de la costa, la CaBM tiene una altura de 250 m y las mayores velocidades se encuentran detrás del FBM (fig. 3.9 c). Cuando el FBM llega a la costa, se genera un gradiente de temperatura potencial. Sobre el mar la temperatura disminuye poco más de 17 °C a 200 m de altura mientras en tierra la temperatura se mantiene a 23 °C (fig. 3.9 d).



(a)

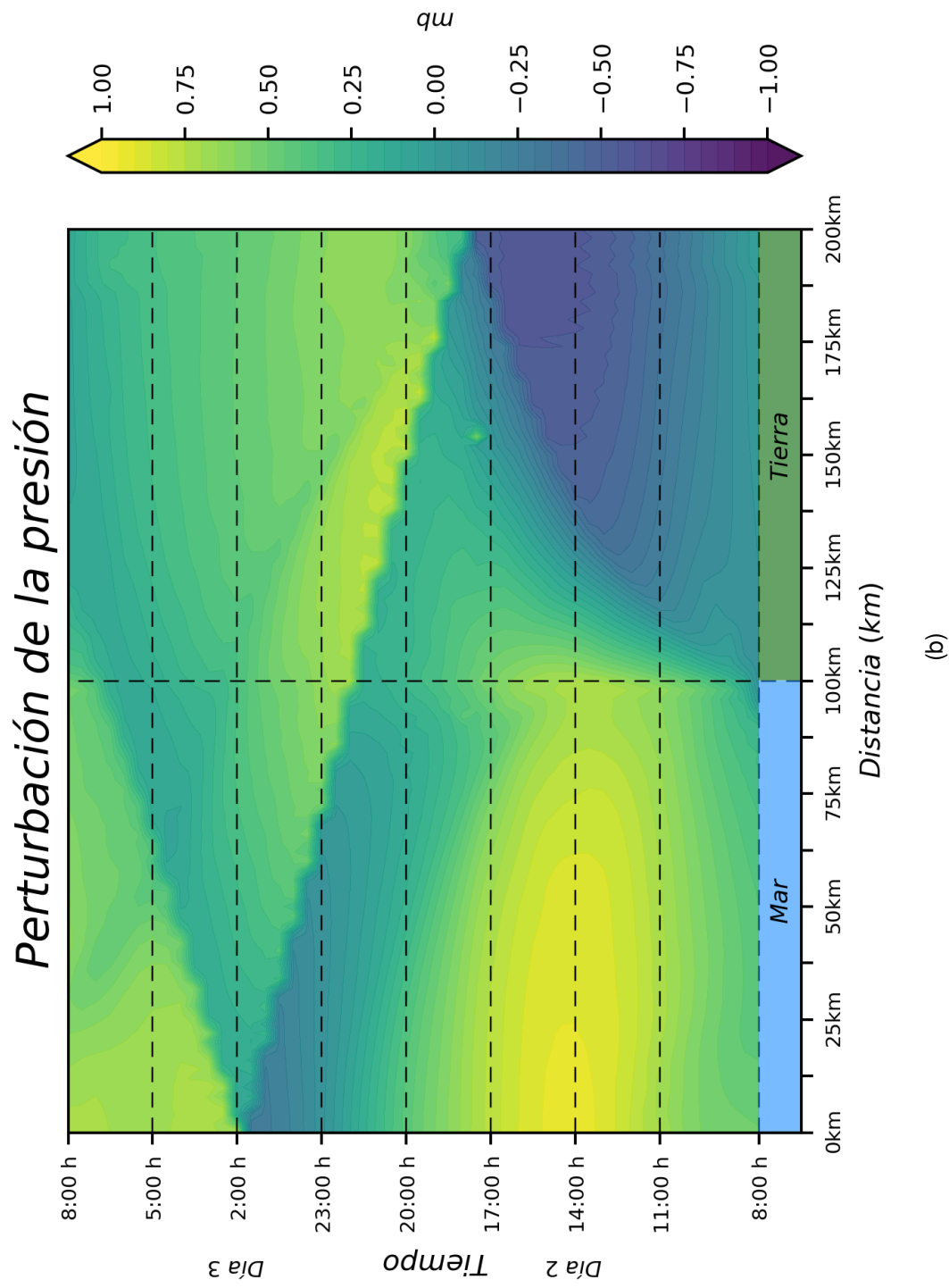


Figura 3.7: Temperatura a 2 m y perturbación de la presión (T200).

(b)

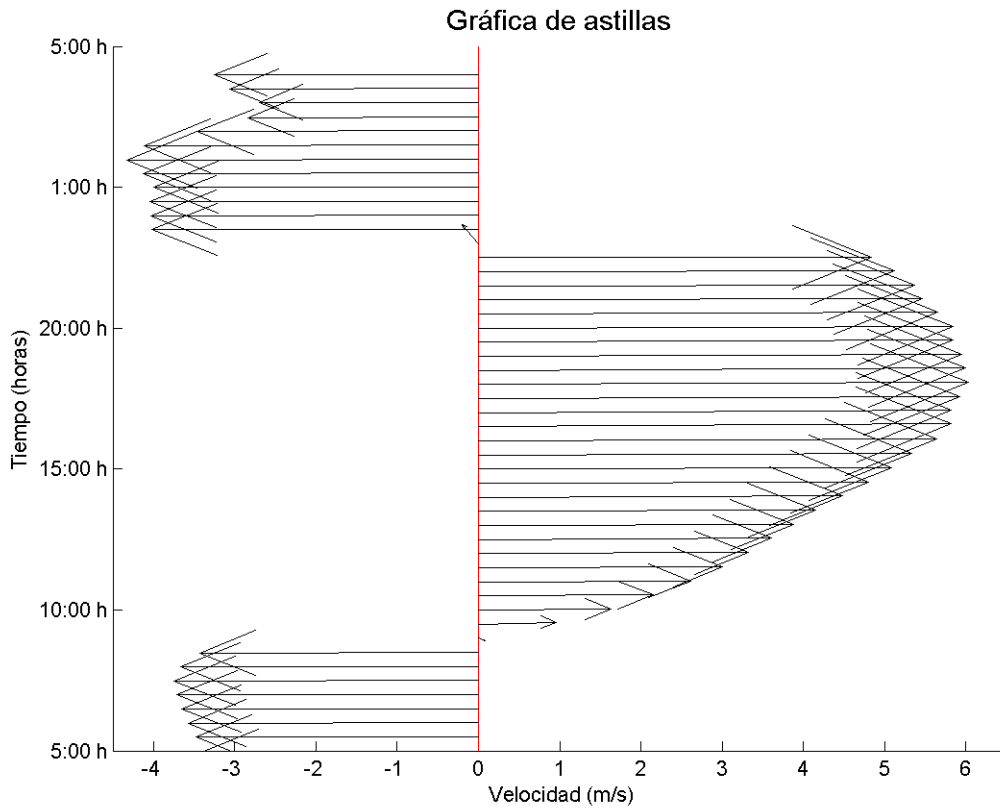
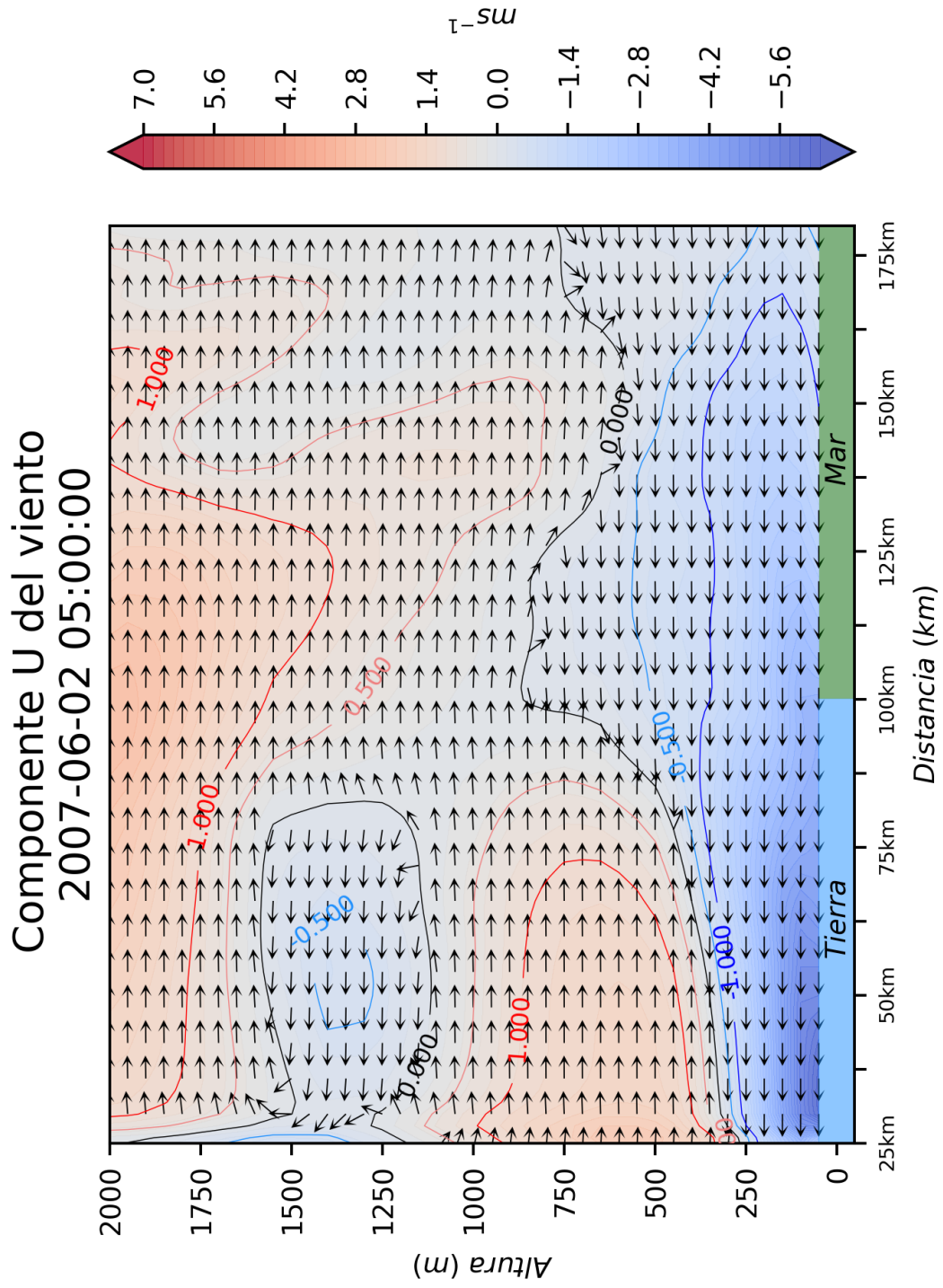


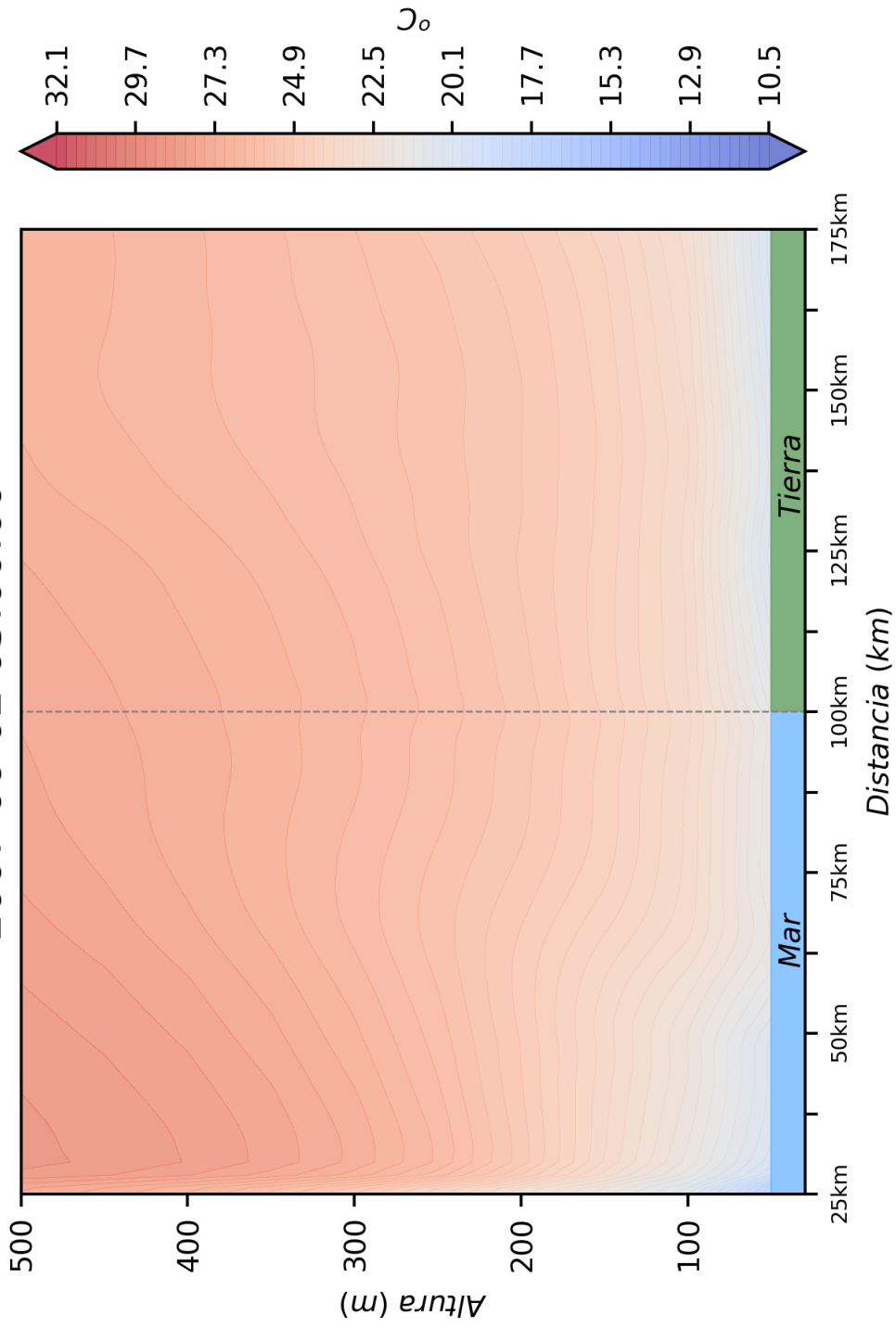
Figura 3.8: Gráfica de astillas (T200).

A las 15:00 h la circulación de la brisa marina se encuentra bien marcada, el FBM se observa a 130 km de la costa, con una CaBM a 800 m de altura, que trae consigo un descenso de temperatura conforme avanza hacia tierra y alcanza 200 m en altura y 30 km tierra adentro. Las OKH al igual que la simulación anterior, se observan detrás de la CaBM y la mayor velocidad encontrada es justo detrás del frente (7 m s^{-1}). El flujo de retorno alcanza 1 km de altura descendiendo mar adentro. En niveles altos la mayor velocidad se encuentra en el flujo de retorno, sobre la CaBM que disminuye mar adentro (fig. 3.9 e). Sobre la línea de costa se observa un gradiente de temperatura potencial a las 15:00 h, y trae consigo un descenso de temperatura sobre tierra hasta 30 km tierra adentro y sobre el mar la temperatura potencial se mantiene constante aunque la menor temperatura se observa en los primeros 100 m de altura (fig. 3.9 f).



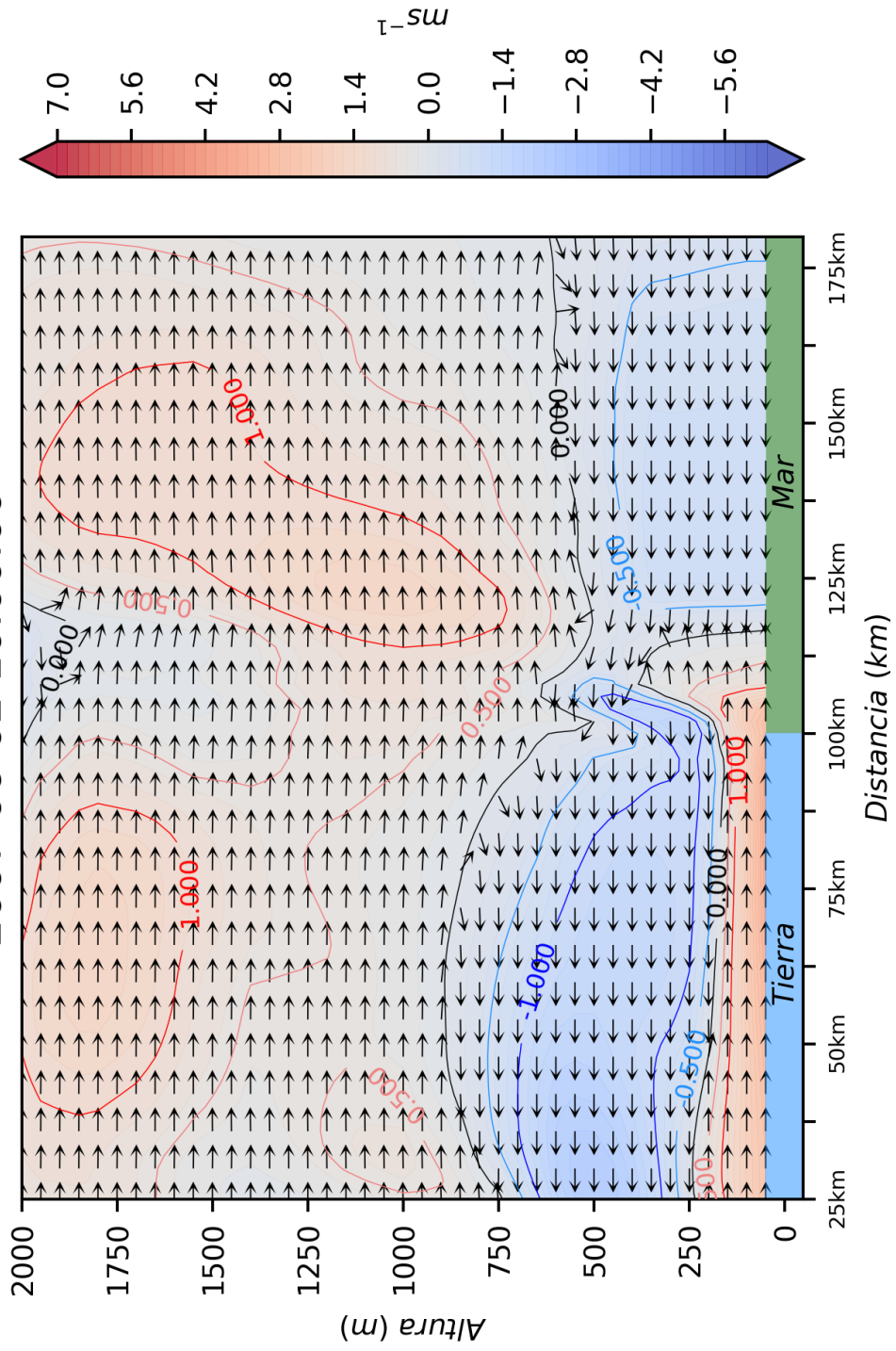
(a)

Temperatura potencial
2007-06-02 05:00:00



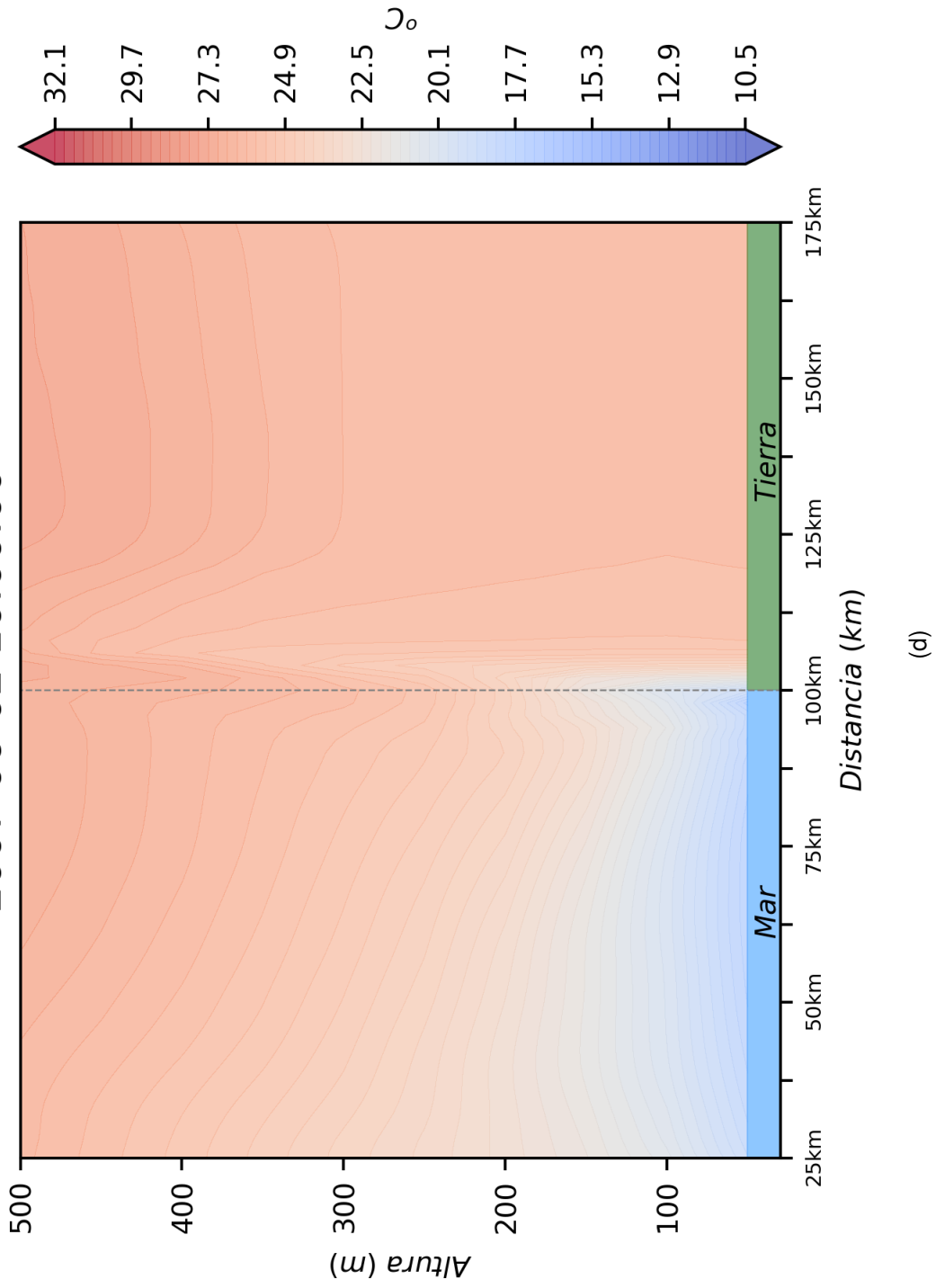
(b)

Componente U del viento
2007-06-02 10:00:00

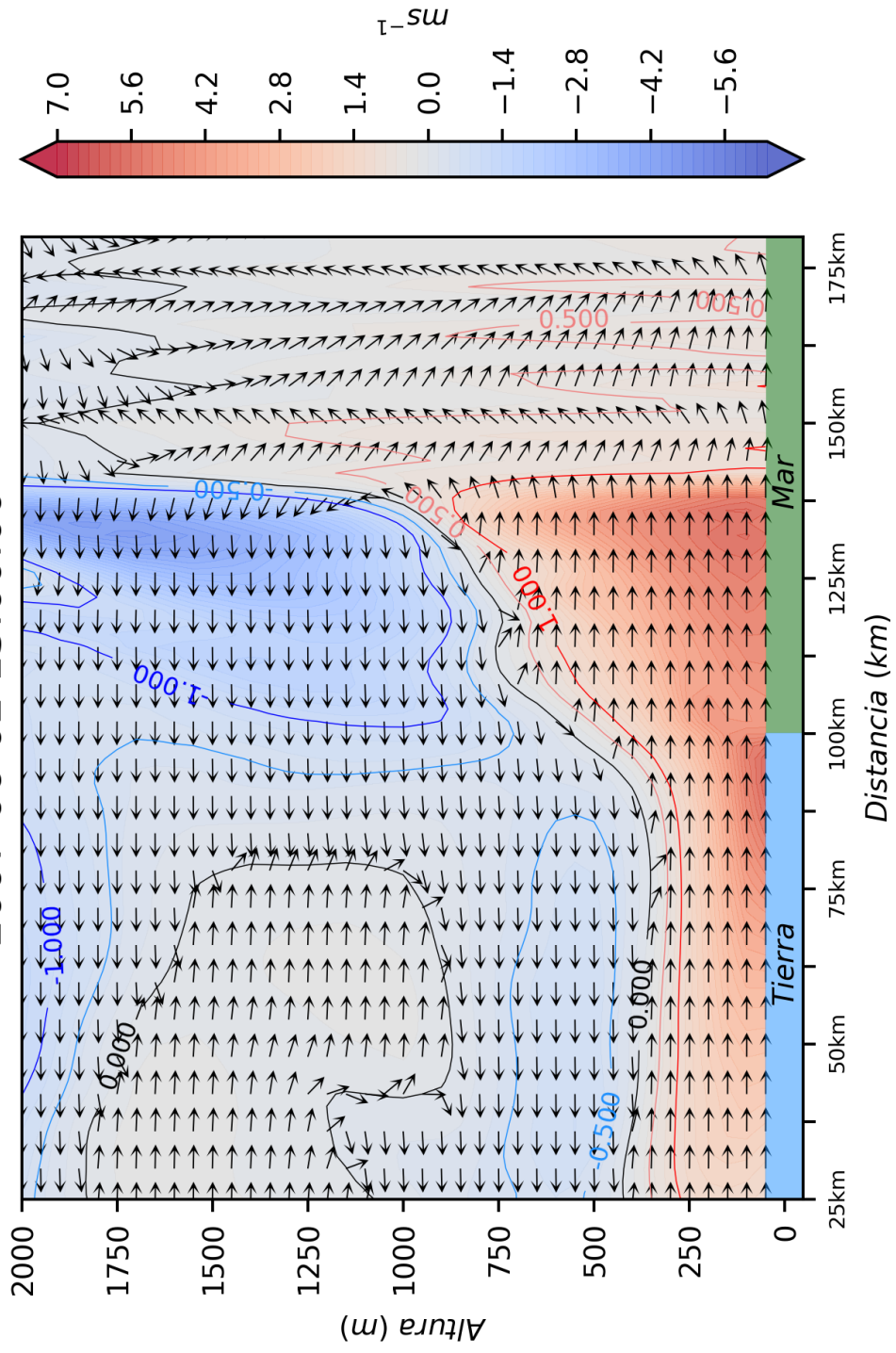


(c)

Temperatura potencial
2007-06-02 10:00:00

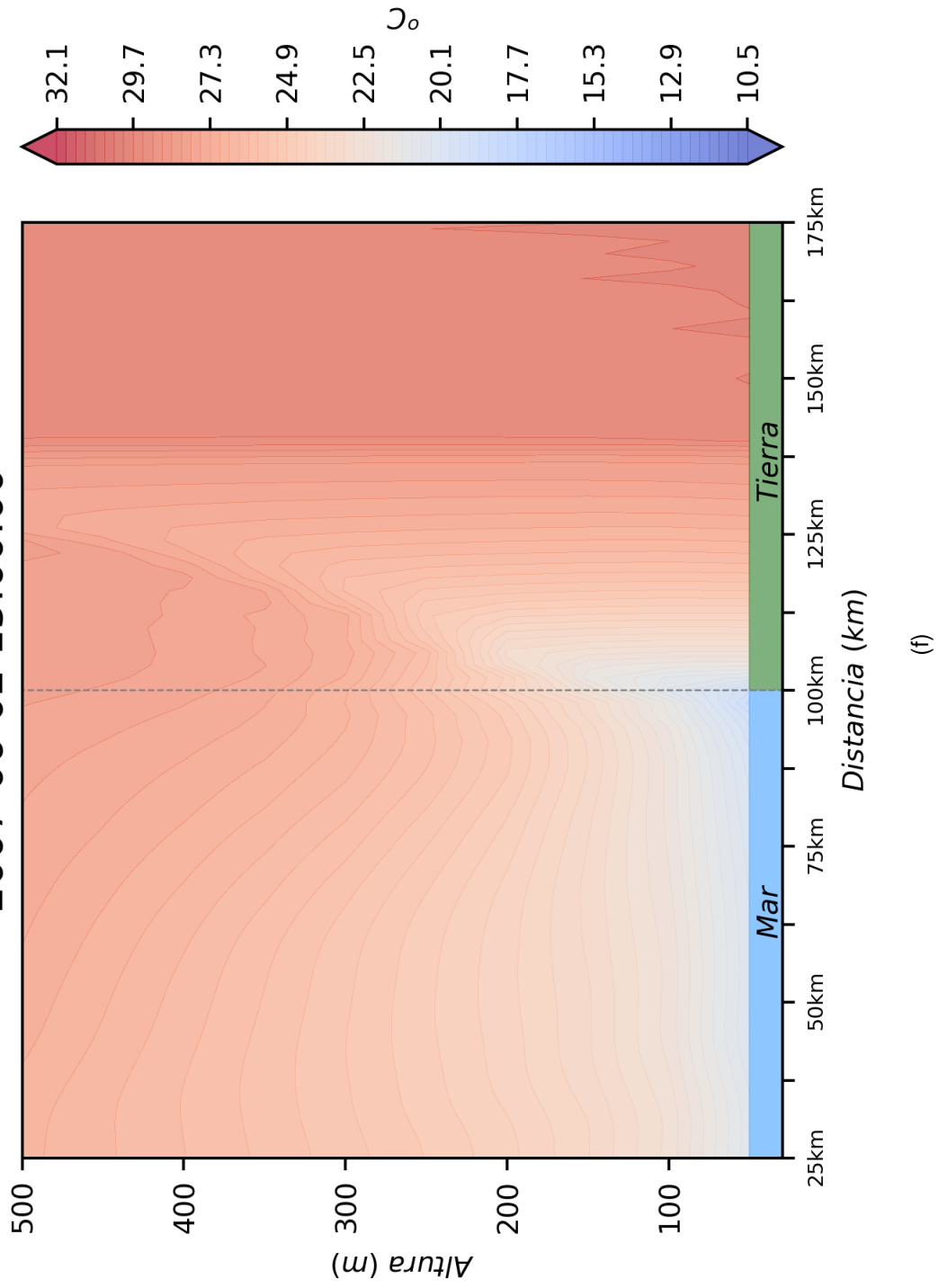


Componente U del viento
2007-06-02 15:00:00

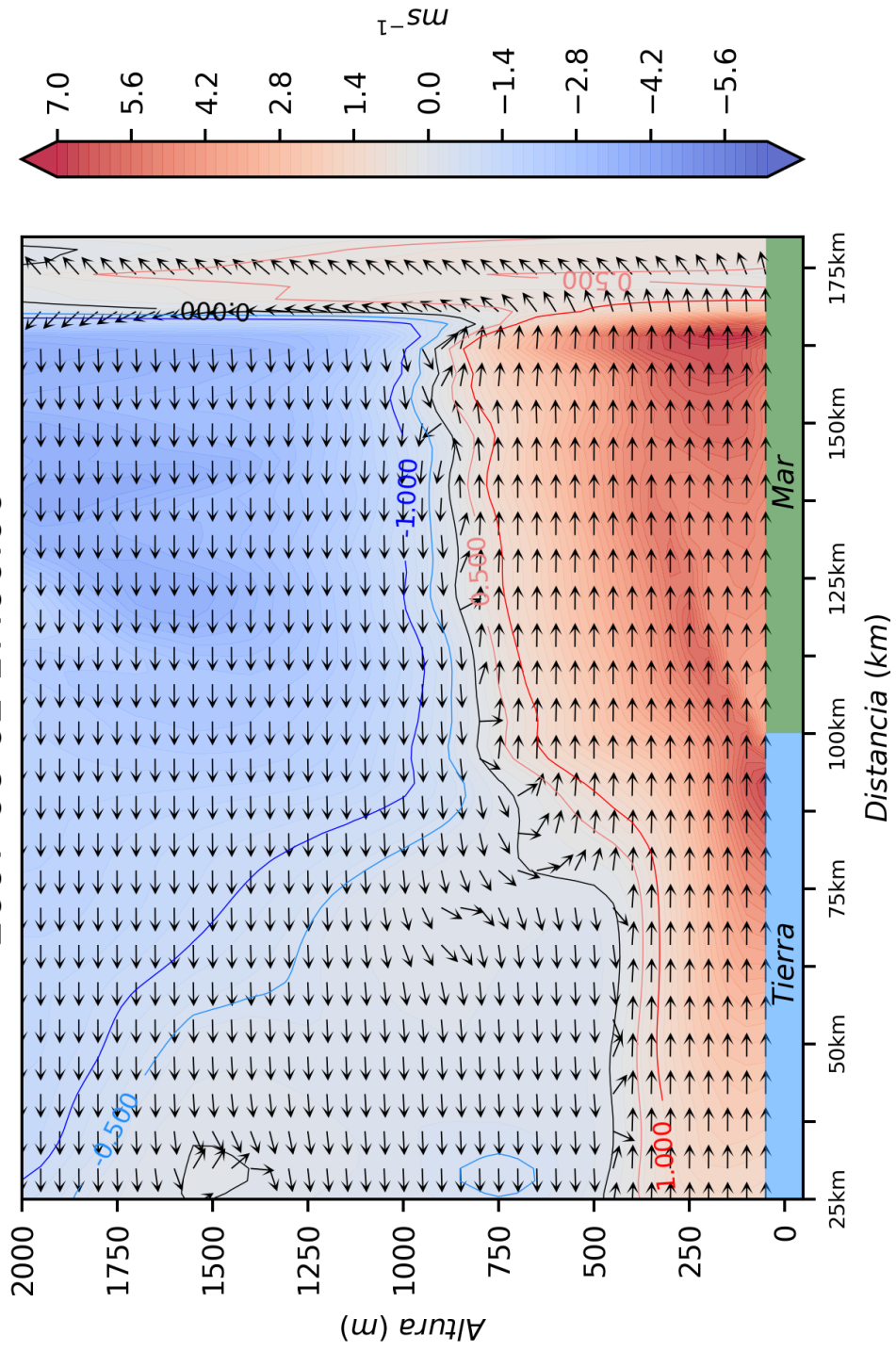


(e)

Temperatura potencial
2007-06-02 15:00:00



Componente U del viento 2007-06-02 17:00:00



(g)

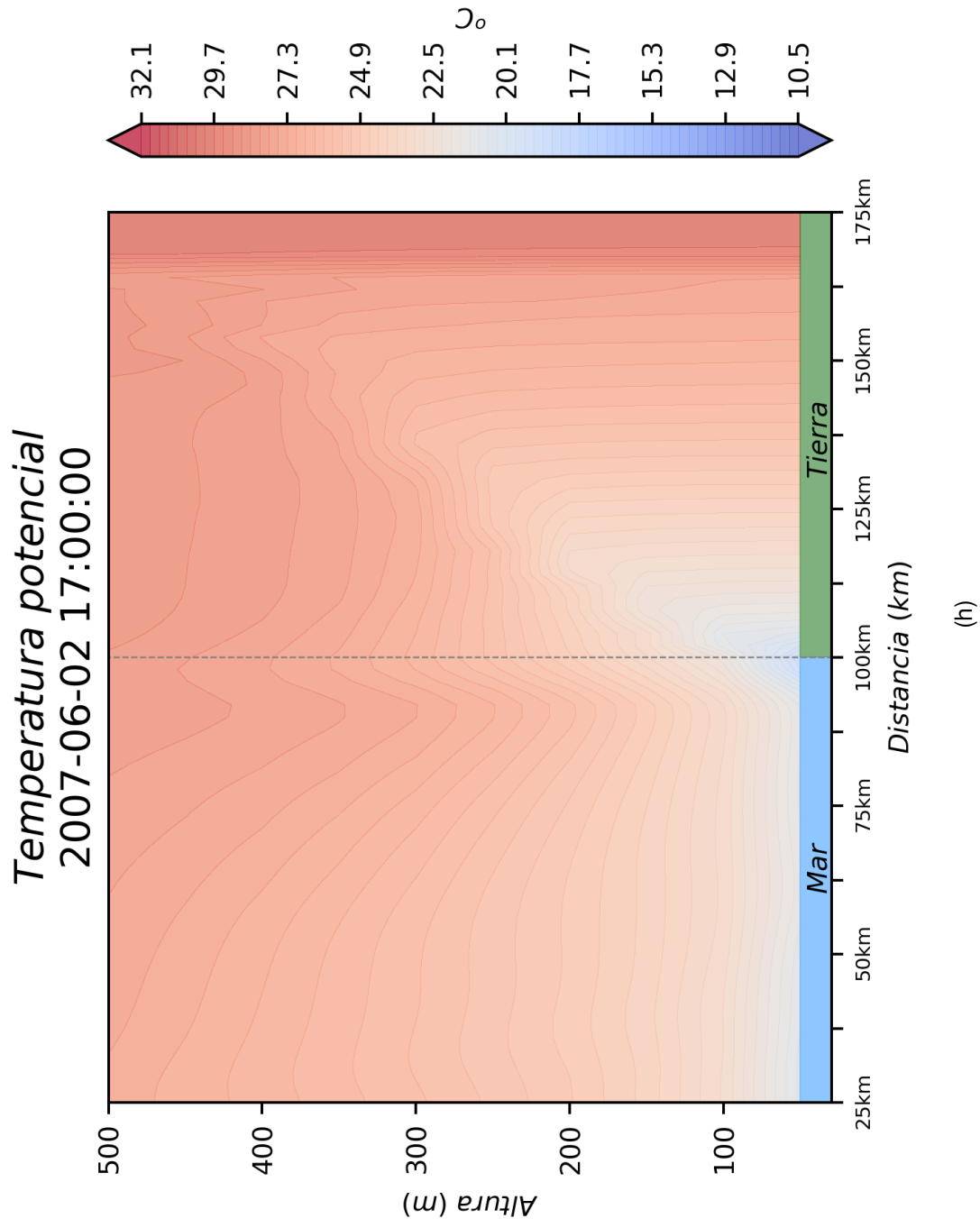
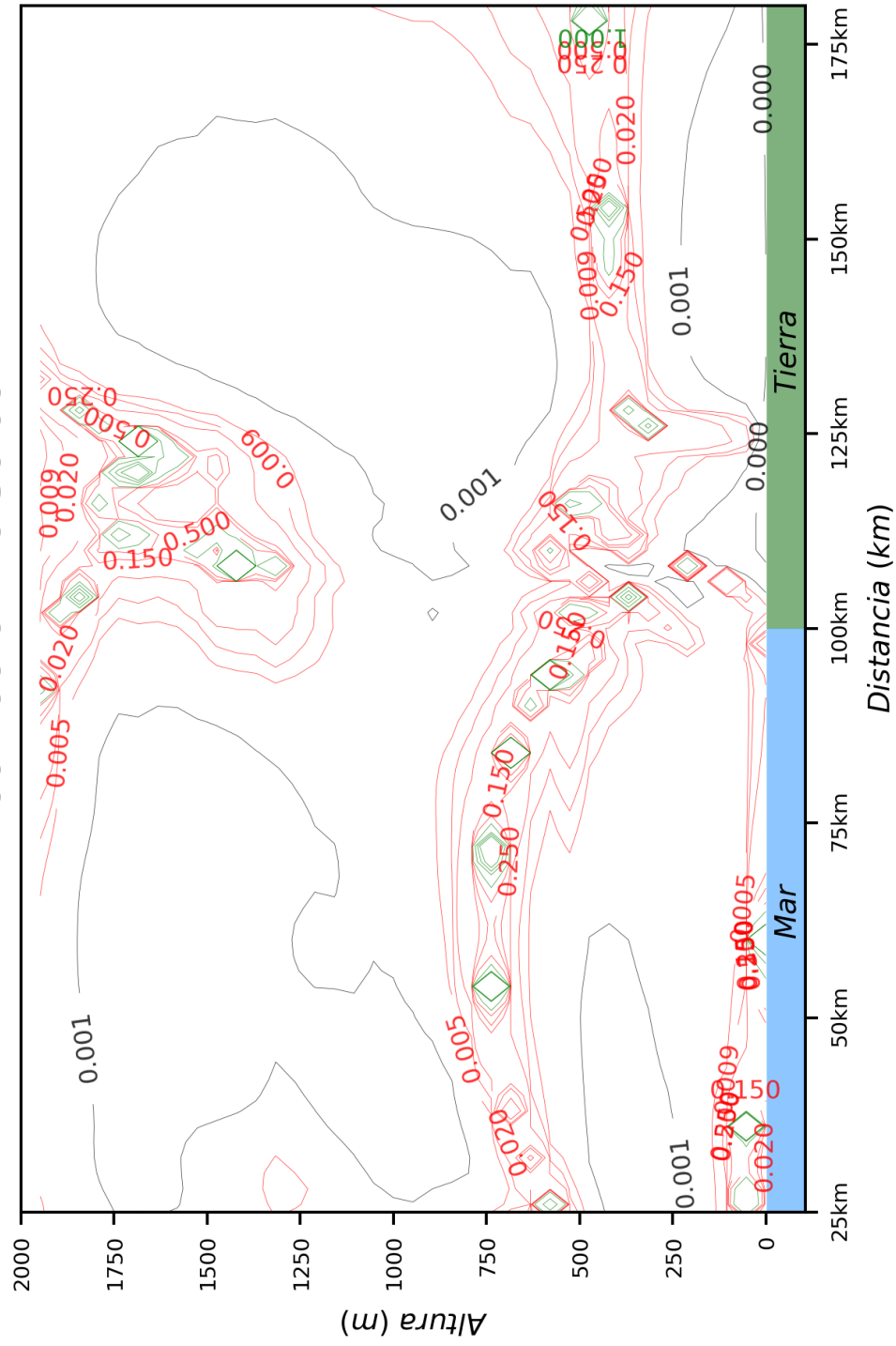


Figura 3.9: Componente U del viento a 200 km y temperatura potencial a 500 m (T200)

La brisa marina se observa a las 17:00 h, con una circulación bien marcada y a una altura de hasta 2 km, en la figura 3.9 g) se aprecia que el FBM se encuentra a 75 km de la línea de costa con una CaBM mayor a 750 m de altura y aunque las OKH no se generan todo el día, a las 17:00 h aún se pueden observar. Sobre la CaBM la velocidad del flujo de retorno es intensa alcanzando 6 m s^{-1} pero disminuye mar adentro. El FBM provocó que la temperatura sobre tierra descendiera sobre la línea de costa y a los primeros 200 m en altura. Tierra adentro la temperatura disminuyó 7°C con la llegada del frente de brisa marina (fig. 3.9 h).

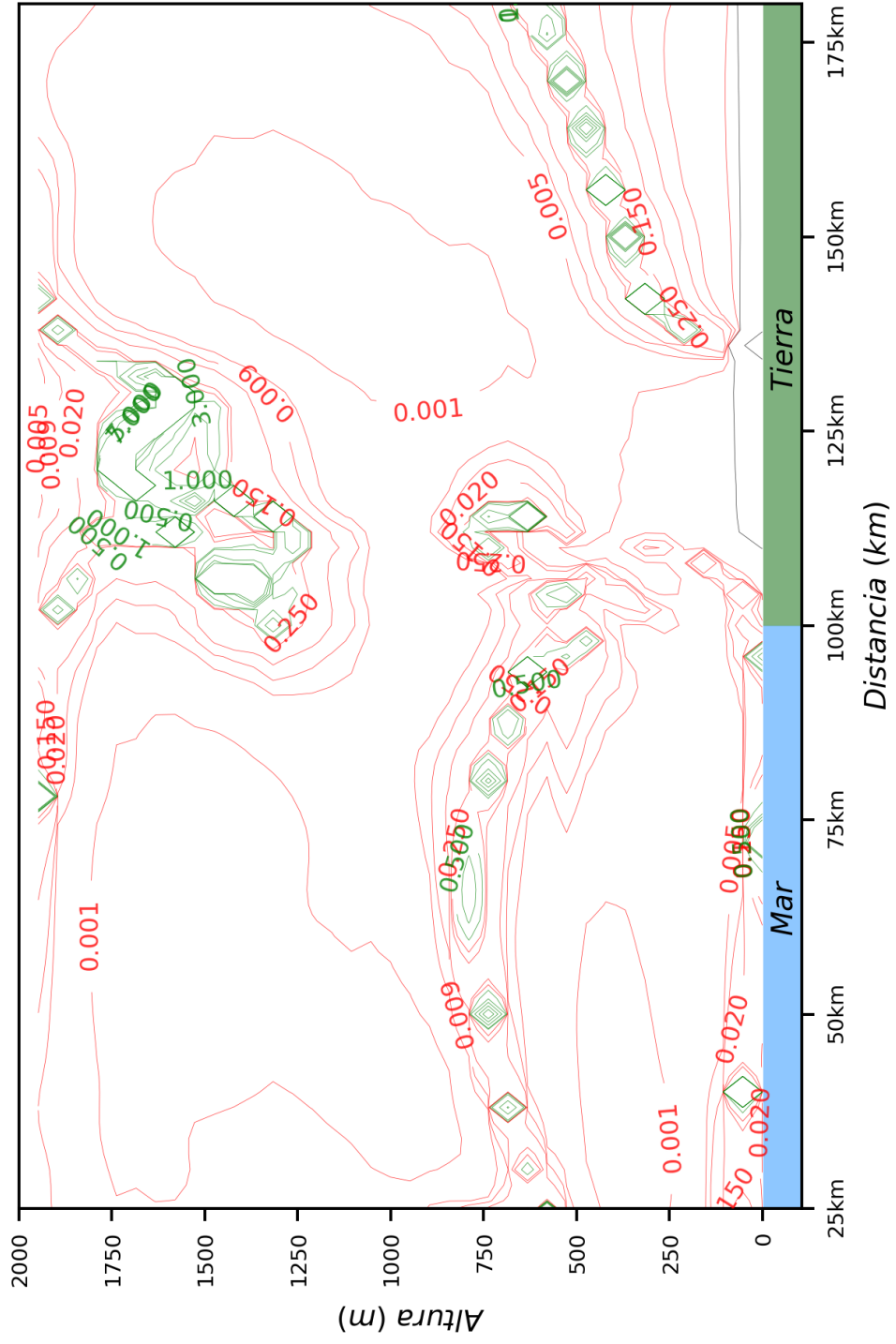
Las OKH se forman cuando el número de Richardson es menor a 0.25. El lugar que favorece estas inestabilidades suele ser detrás del frente de brisa. A las 10:30 h cuando el FBM avanza tierra adentro el número de Richardson disminuye en la línea de costa (fig. 3.10 a). A las 11:00 h el FBM se encuentra a 30 km tierra adentro, y las OKH se observan detrás de la CaBM donde el número de Richardson es menor a 0.25 (fig. 3.10 b), media hora después el FBM ha aumentado su tamaño en altura, y las OKH se han formado cuando el número de Richardson es de 0.150 o menor (fig. 3.10 c). A las 12:00 h el FBM se encuentra tierra adentro, con unas OKH que se forman detrás de la CaBM y el número de Richardson es menor a 0.150 (fig. 3.10 d). Media hora después el número de Richardson ha disminuido más detrás del FBM, la CaBM sigue aumentando su tamaño en altura y adentrándose en tierra (fig. 3.10 e).

200 km, sin Coriolis
2007-06-02 10:30:00



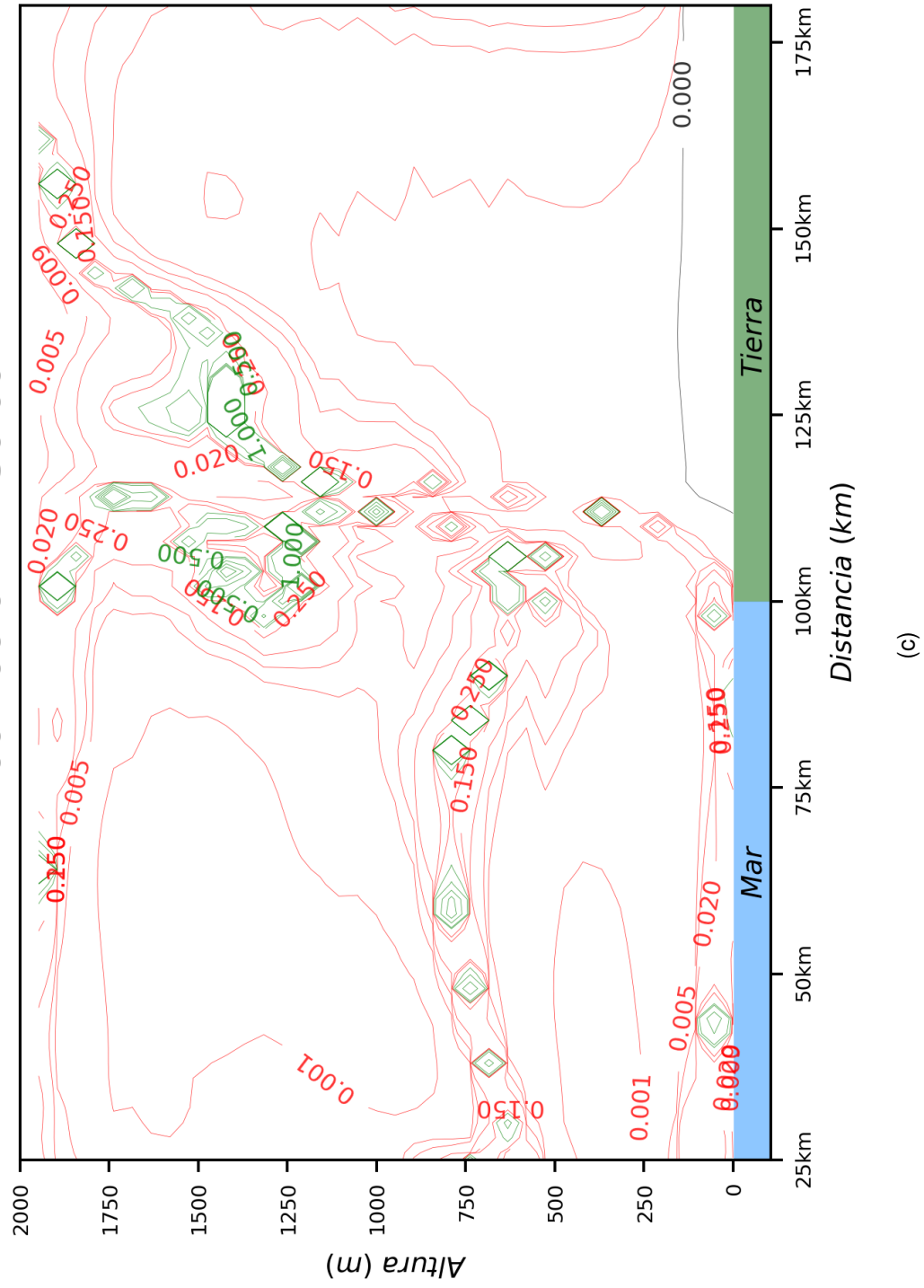
(a)

200 km, sin Coriolis
2007-06-02 11:00:00

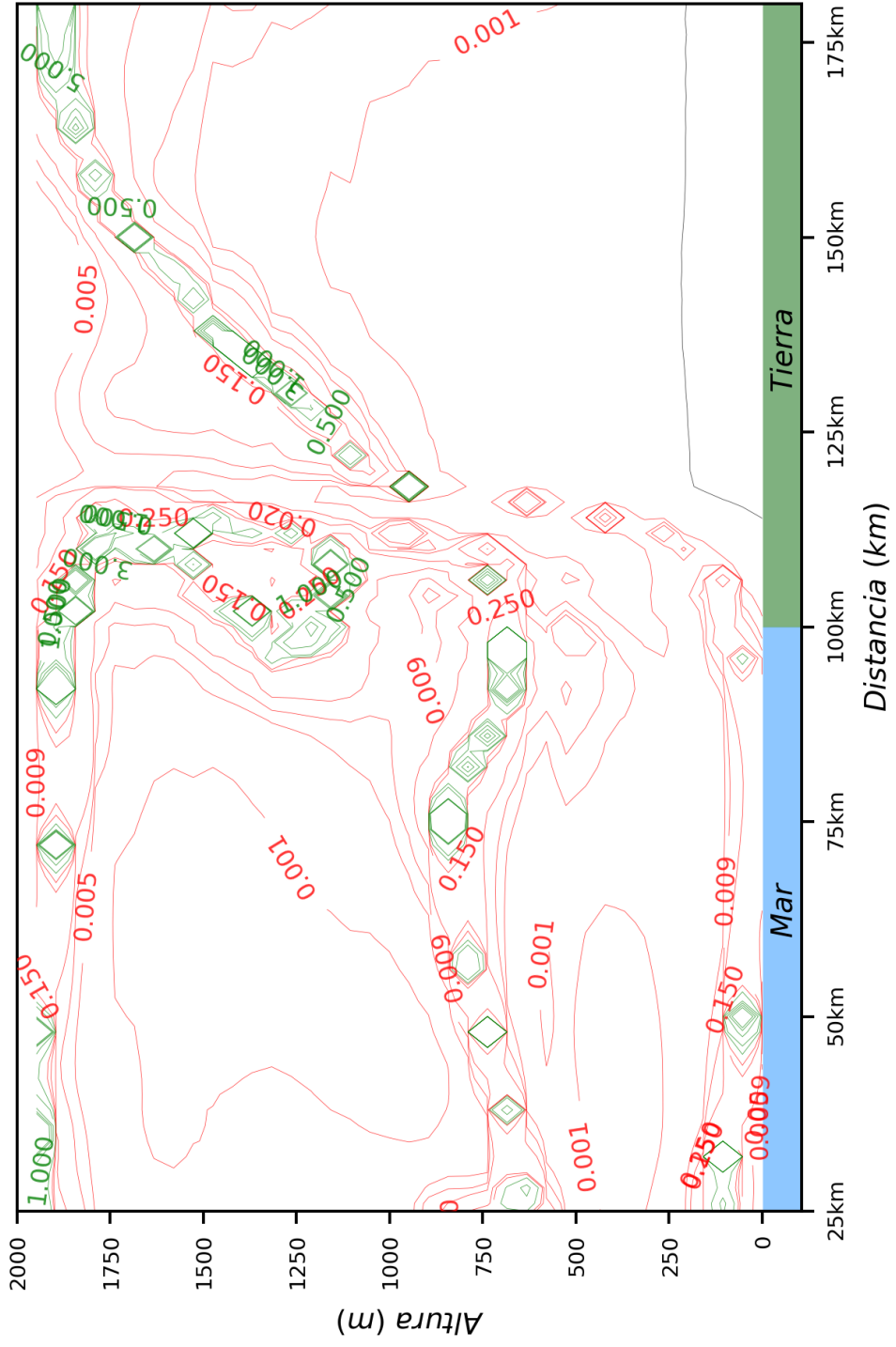


(b)

200 km, sin Coriolis
2007-06-02 11:30:00

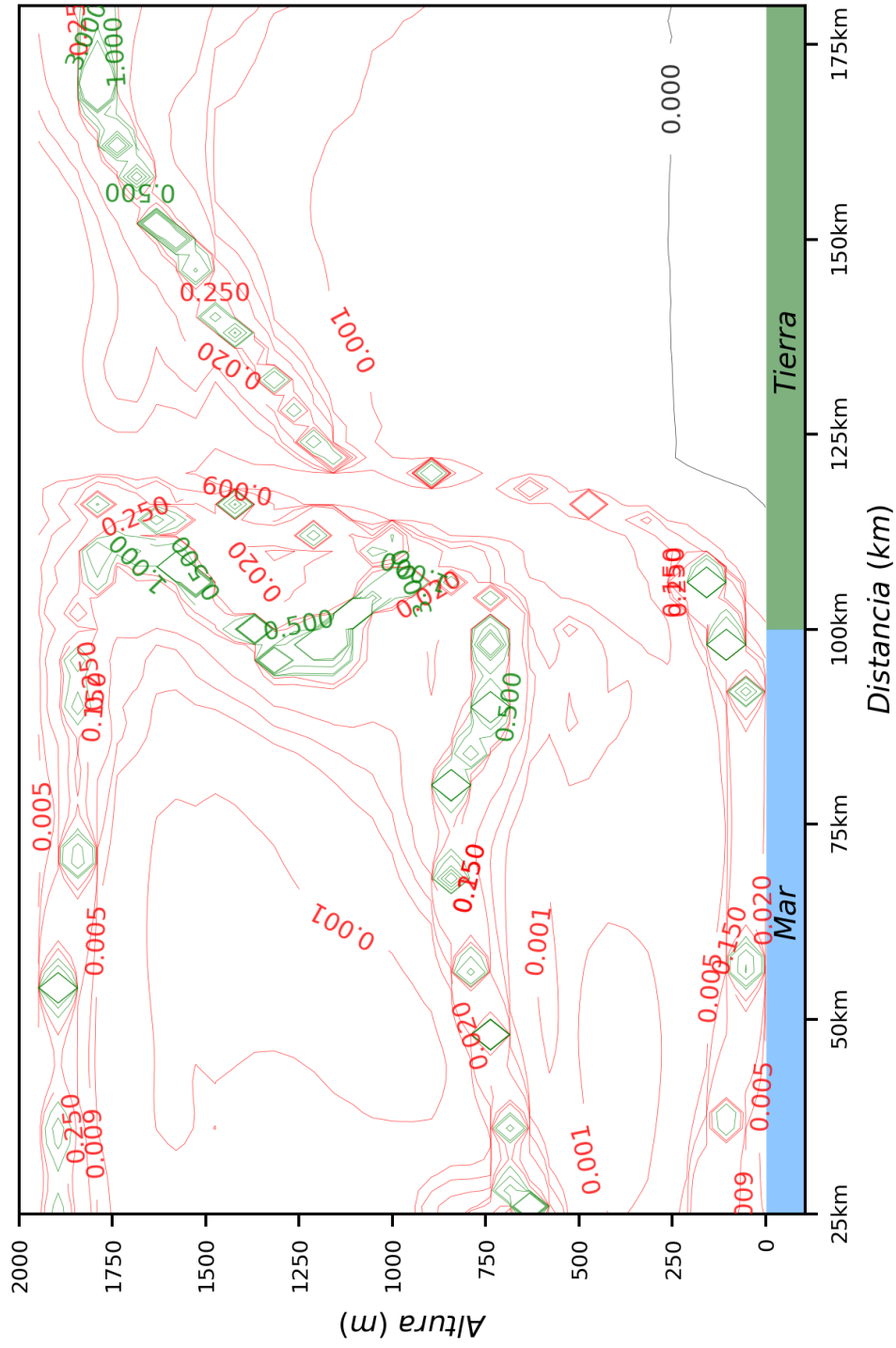


200 km, sin Coriolis
2007-06-02 12:00:00



(d)

200 km, sin Coriolis
 2007-06-02 12:30:00



(e)

Figura 3.10: Número de Richardson (T200)

3.3. Simulación T200c

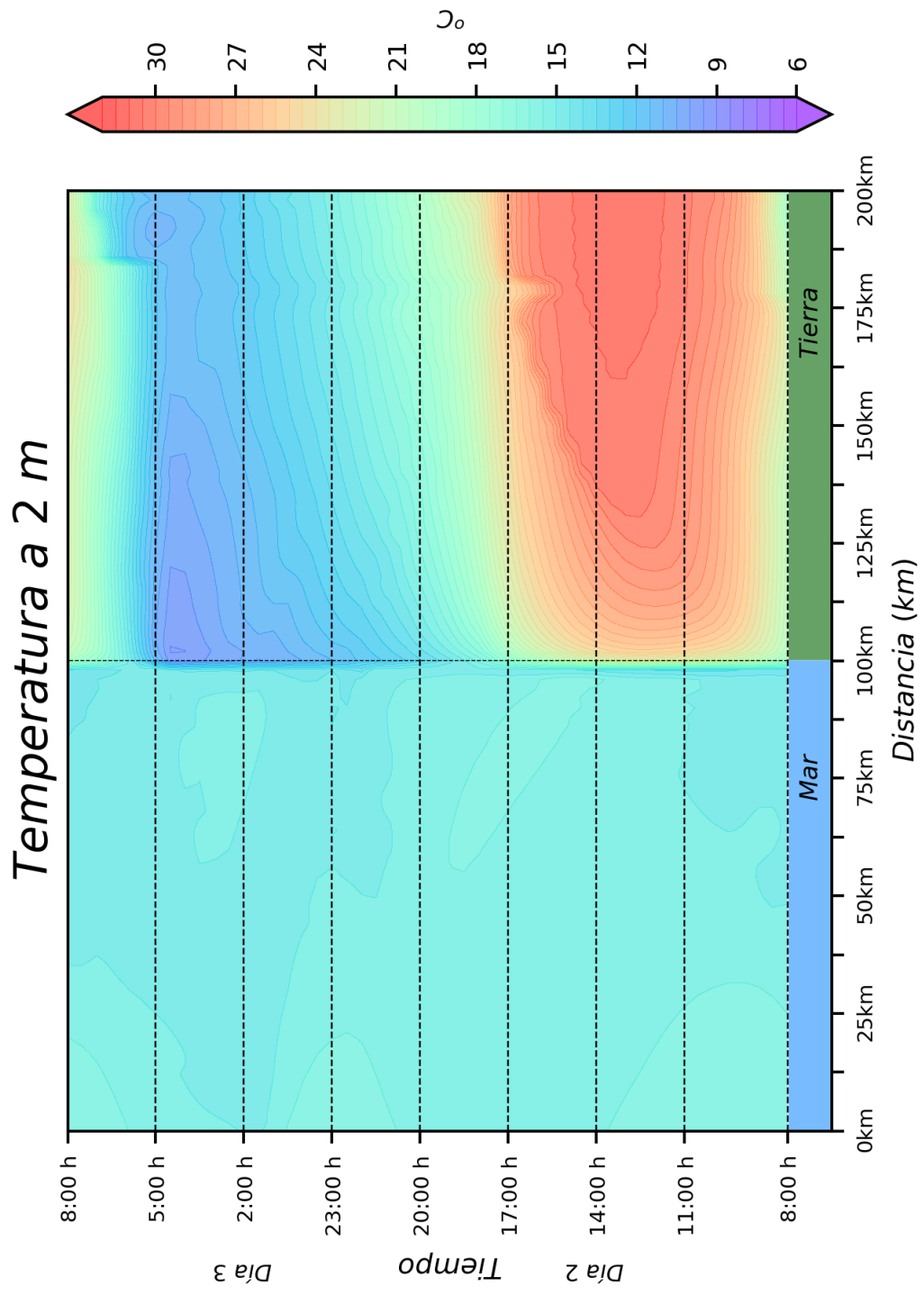
La simulación T200c tiene una extensión de tierra igual que la simulación T200, sin embargo, Coriolis se tomó en cuenta con el propósito de hacer una comparación en la evolución de la brisa marina al agregar Coriolis.

En el caso de la temperatura, a las 8:00 h la tierra tiene una temperatura de 21 °C y a las 9:00 h inicia su calentamiento sobre tierra, dos horas después la temperatura sobre tierra aumentó 6 °C sobre la costa y al avanzar tierra adentro la temperatura aumenta hasta 30 °C. La temperatura se mantiene constante hasta las 14:00 h, en la costa es menor que en tierra adentro y su punto máximo abarca una extensión de 30 km con una temperatura de 30 °C.

Después de las 14:00 h la temperatura sobre tierra empieza a disminuir principalmente sobre la costa y las mayores temperaturas tienen una extensión de 25 a 30 km. A las 16:00 h la mayor parte de la superficie tiene una temperatura de 24 °C y se observa una disminución de temperatura a 75 km de la costa. A las 20:00 h la temperatura sobre la costa es de 18 ° y al paso de las horas la temperatura disminuye tierra adentro, mientras que sobre el mar se mantiene constante a 21 °C (fig. 3.11 a).

Sobre el mar se genera una alta presión que, a diferencia de la simulación T200, es mayor en tiempo y longitud, inicia a las 11:00 h y persiste hasta las 17:00 h a lo largo de 100 km. En el transcurso del día la menor presión se observa de 13:00 h a 17:00 h con una longitud de 50 km. Durante el día 3 de simulación no se aprecian muchos cambios en la presión en tierra y en mar. Después de las 17:00 h, tierra adentro se nota una inversión de presión que va de baja a alta, y se forma un patrón durante el resto del día y parte de la noche terminando en mar adentro a las 2:00 h (fig. 3.11 b).

A diferencia de la simulación T200, al agregar Coriolis la mayor velocidad del viento fue de 3.5 m s^{-1} , menor a la encontrada en T200 (5.8 m s^{-1}). Al igual que las simulaciones anteriores se graficó un punto en la línea de costa para identificar el paso del FBM.



(a)

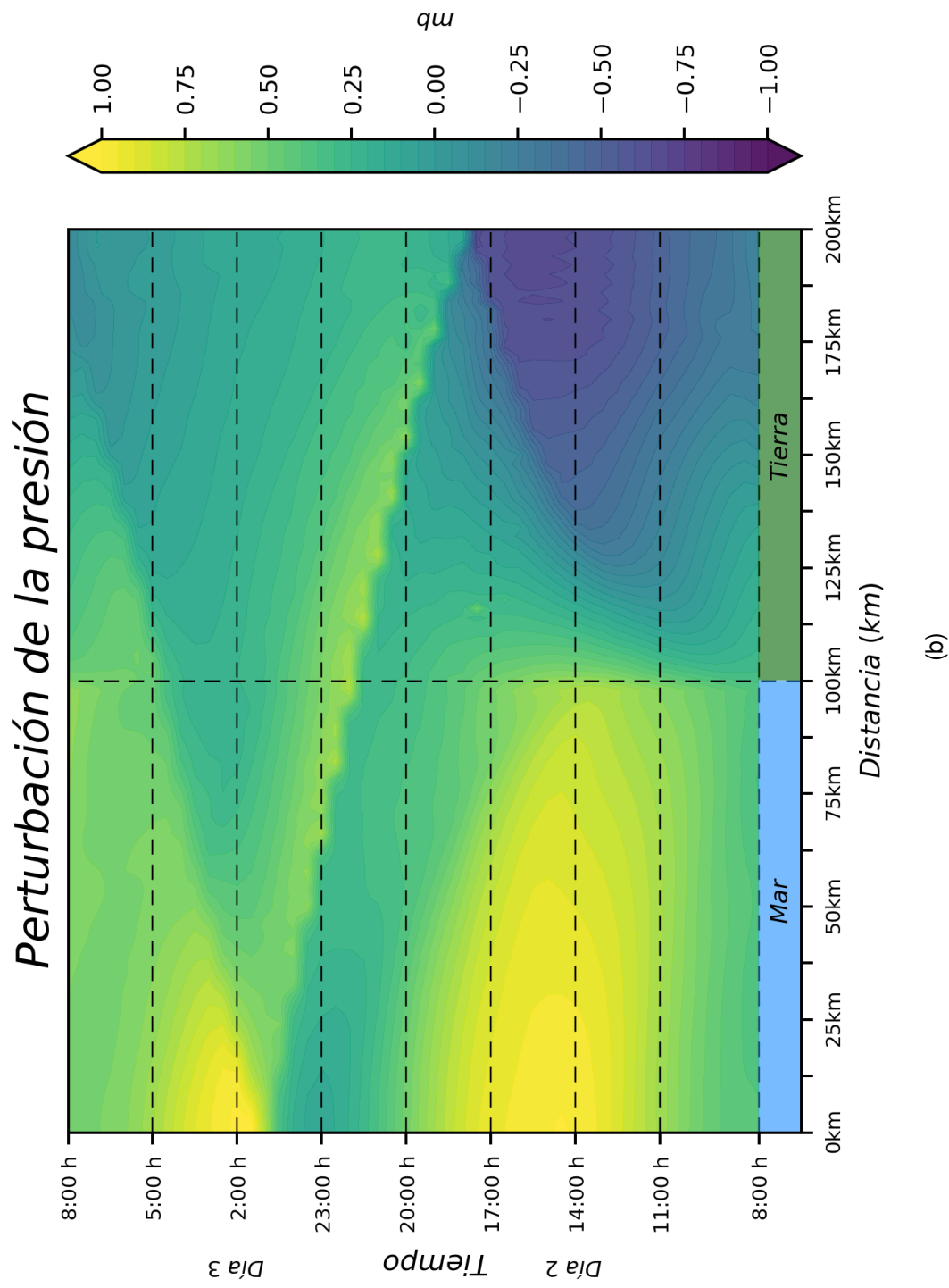


Figura 3.11: Temperatura a 2 m y perturbación de la presión, con Coriolis(T200c).

En la mañana a partir de las 6:30 h el viento cambia de dirección hacia tierra, con velocidades muy bajas ($< a 1 \text{ m s}^{-1}$) aumentando en el transcurso del día. La velocidad máxima de la brisa marina fue de 3.5 m s^{-1} entre las 16:30 h y 18:30 h, la brisa terrestre inicia a las 23:00 h con una velocidad de 4 m s^{-1} un poco más intensa que la simulación anterior (3.5 m s^{-1}), al paso de las horas disminuye y a las 5:00 h tiene una velocidad de 1 m s^{-1} (fig. 3.12).

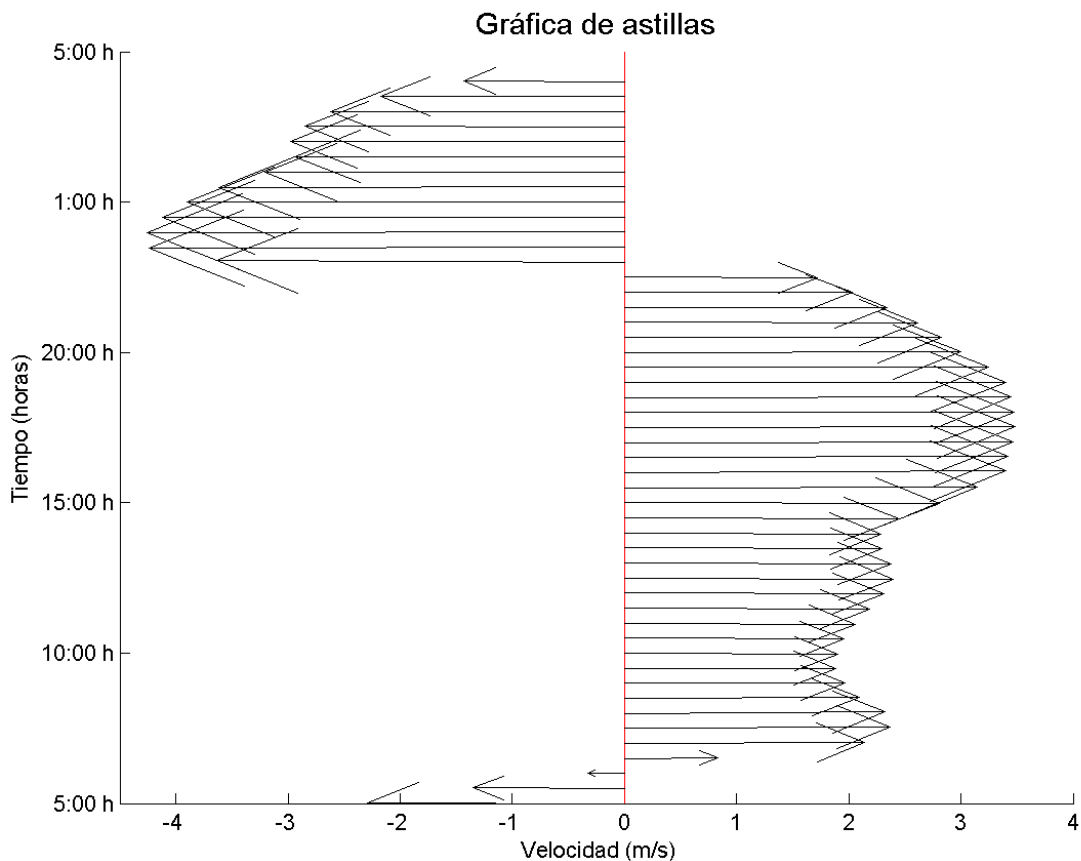


Figura 3.12: Gráfica de astillas (T200c).

En la mañana el aire fluye de tierra a mar los primeros 750 m en altura, la brisa terrestre está presente y la mayor velocidad se encuentra sobre la línea de costa (1.5 m s^{-1}), también se observa un flujo de retorno en niveles altos alcanzando los 2 km de altura, con velocidades menores a 1 m s^{-1} (fig. 3.13 a). La temperatura potencial sobre mar y tierra es menor a $22 \text{ }^\circ\text{C}$, aunque sobre tierra se mantiene menor que sobre mar y pero no se observa ningún gradiente sobre la línea de costa (fig. 3.13 b).

A mediodía la intensidad del viento aumenta y las mayores velocidades se observan en la línea de costa (1 ms^{-1}) y en el flujo de retorno (1 ms^{-1}), el FBM avanza tierra adentro a una inclinación de 50° , la brisa marina se encuentra presente hasta 600 m de altura y el flujo de retorno se encuentra hasta 2 km de altura (fig. 3.13 c). La temperatura sobre tierra aumentó 29°C en los primeros 500 m de altura, sobre el mar no se observaron cambios, la temperatura se mantiene constante los primeros 100 m, y al aumentar en altura la temperatura aumenta alrededor de 1°C (fig. 3.13 d).

Después del mediodía (15:00 h) el FBM se encuentra tierra adentro a una altura de 800 m, las mayores intensidades encontradas son detrás del FBM (5 ms^{-1}). La CaBM alcanza una altura de 850 m y las OKH apenas se empiezan a formar. En general, la CiBM se observa bien marcada, con un flujo hacia tierra en niveles bajos y un flujo de retorno hacia el mar en niveles altos iniciando a 1500 m tierra adentro (fig. 3.13 e). La temperatura sobre tierra es mayor a 30°C a las 15:00 h, aunque con la llegada del FBM ha tenido un descenso en la costa hasta 100 m de altura. Sobre el mar la temperatura se mantiene constante, los primeros 100 m tienen una temperatura de 20°C y aumentan en altura (fig. 3.13 f).

A las 17:00 h el FBM está a más de 60 km tierra adentro con una CaBM elevada a 900 m de altura, la CiBM se encuentra bien marcada con flujo hacia tierra y un flujo de retorno hacia el mar a partir de 1000 m de altura. Se han formado OKH detrás de la CaBM y con el avance del FBM hacia tierra desaparecen. Las mayores velocidades siguen siendo detrás del frente (7 ms^{-1}) abarcando una extensión mayor a 10 km y en niveles altos cuando el viento cambia de dirección hacia mar (fig. 3.13 g). La temperatura sobre tierra comienza a disminuir principalmente sobre la línea de costa y sobre el mar se sigue manteniendo constante (fig. 3.13 h).

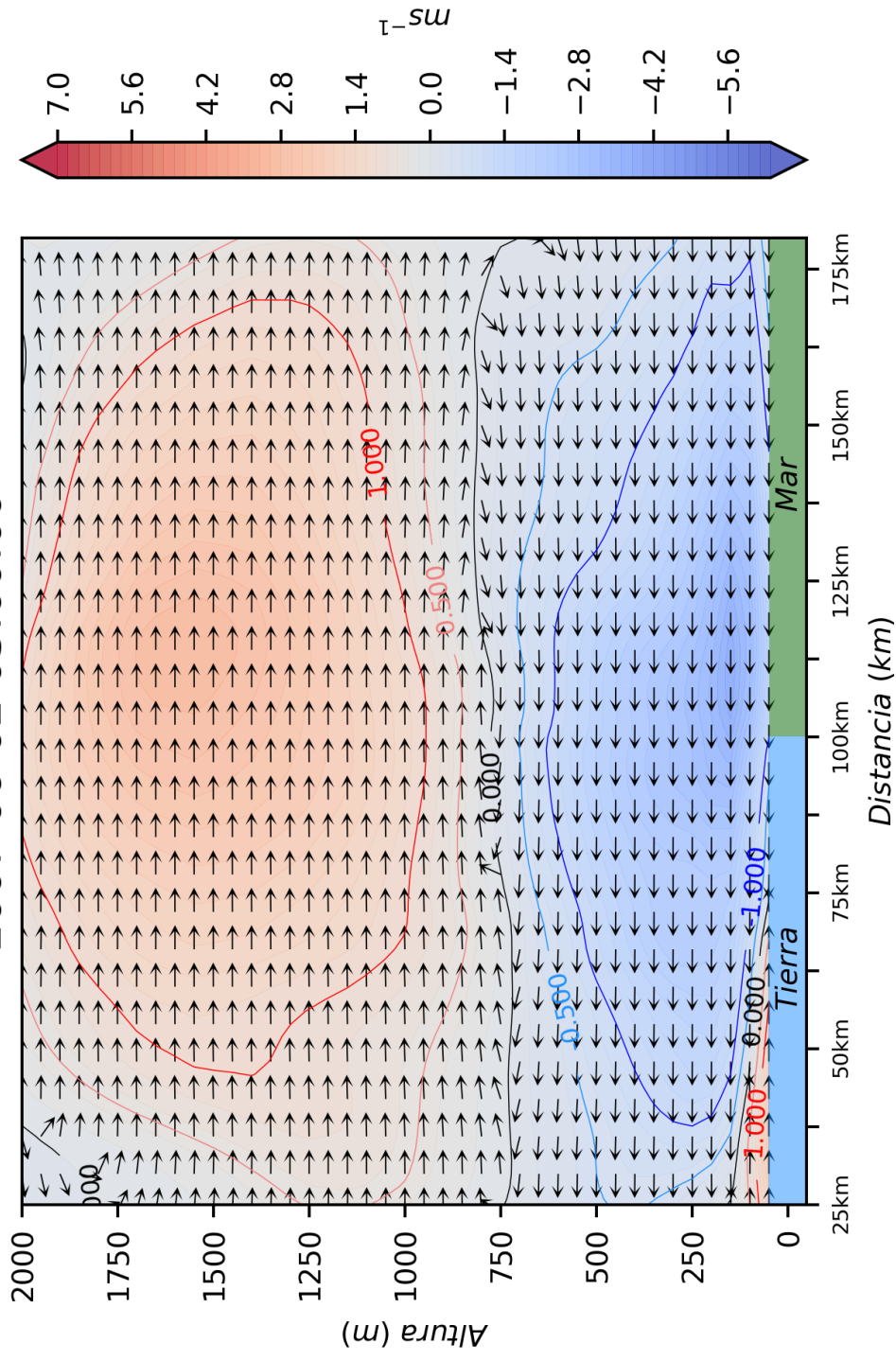
En la noche a las 20:30 h la brisa marina aún persiste hasta 850 m en altura, la CaBM se observa a 1 km de altura y tierra adentro y se han formado algunas OKH detrás de la CaBM. Las mayores velocidades se encuentran a 50 km de la costa (4 ms^{-1}) y en el flujo de retorno (3.5 ms^{-1}). También se encuentra un pequeño flujo de aire terrestre que va hacia el mar, y abarca una extensión de 10 km (fig. 3.13 i). La temperatura sobre tierra disminuye y el viento cambia de dirección hacia mar en tierra adentro, se ha formado una pequeña celda de circulación de

brisa terrestre que con el avance del día aumenta de tamaño en altura y longitud (fig. 3.9 j).

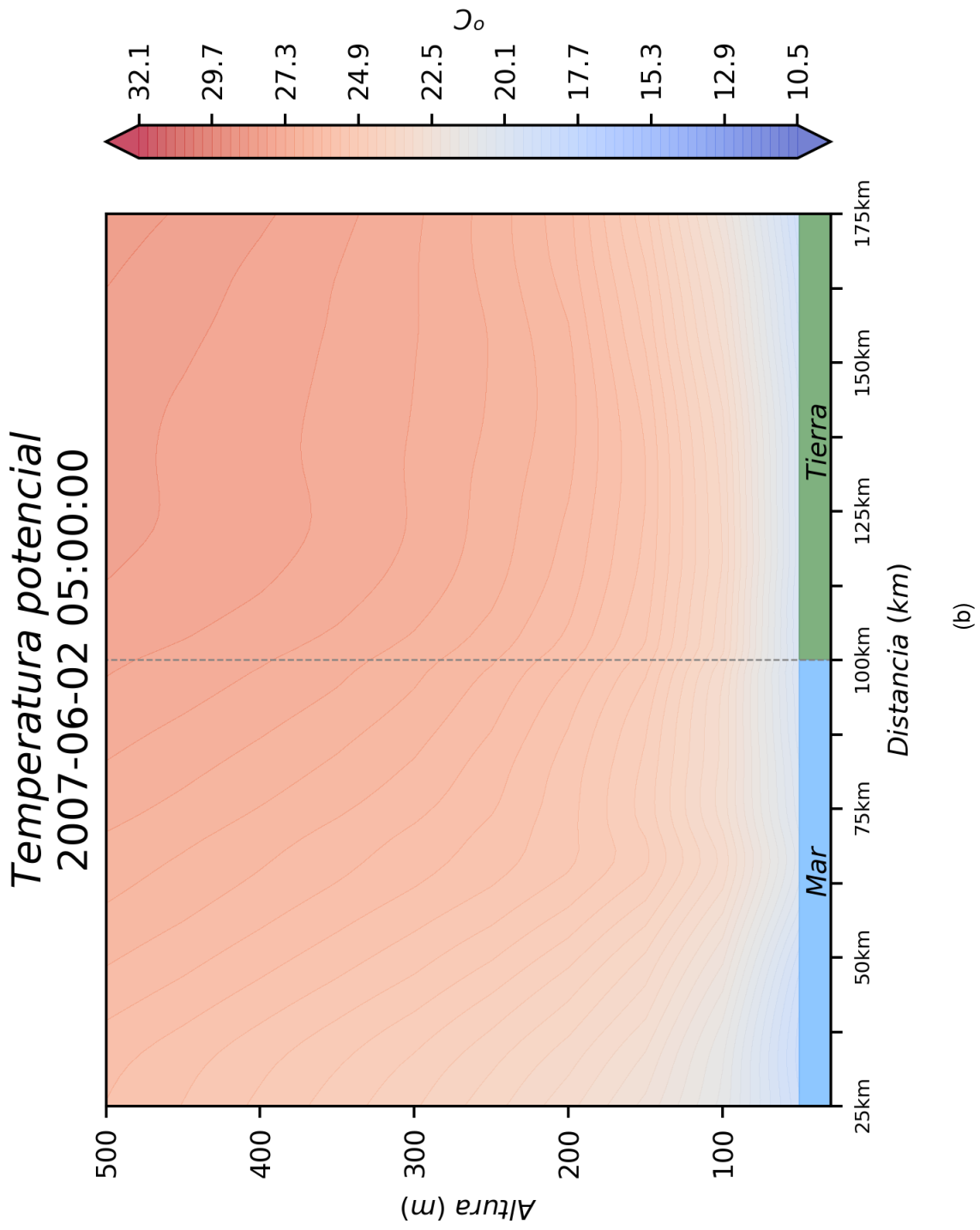
A las 23:00 h la brisa terrestre se encuentra a 5 km sobre el mar, con una velocidad de 3 m s^{-1} y a una altura de 350 m. El flujo de aire marino avanza hacia tierra y su intensidad se debilita con el paso de las horas, además es $< 1 \text{ m s}^{-1}$ (fig. 3.13 k). No se aprecian cambios en la temperatura sobre el mar, pero sobre tierra la temperatura disminuyó hasta los $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$, sobre la línea de costa se observa un gradiente de temperatura potencial que alcanza los 250 m de altura, y trae consigo un descenso de temperatura a 50 km de la costa (fig. 3.13 l). La celda de circulación de la brisa terrestre se observa bien formada con un flujo de retorno hacia tierra a 250 m, aunque en este caso no se ha formado la CaBM, ni se han generado OKH (figs. 3.13 i-l).

Al agregar Coriolis el número de Richardson fue mucho menor que en la simulación T200, no se encontraron números mayores a 0.25. A las 10:30 h las mayores inestabilidades se encontraron a 50 km de la línea de costa y en los primeros 250 m de altura (fig. 3.14 a) a esta hora aún no se formaron OKH. Media hora después las inestabilidades en la línea de costa aumentaron y se adentraron hacia tierra a una altura de 350 m (fig. 3.14 b), a las 11:30 h las inestabilidades se formaron principalmente en la línea de costa y detrás del FBM (fig. 3.14 c). A mediodía sobre la línea de costa y a una inclinación de 60 ° se generaron inestabilidades y el número de Richardson fue menor a 0.001, pero no se formaron OKH (fig. 3.14 d). Las inestabilidades persistieron en la línea de costa y aumentaron en altura, se observaron mayores inestabilidades detrás del FBM, pero no se desarrollaron OKH (fig. 3.14 e) sino hasta las 15:30 h.

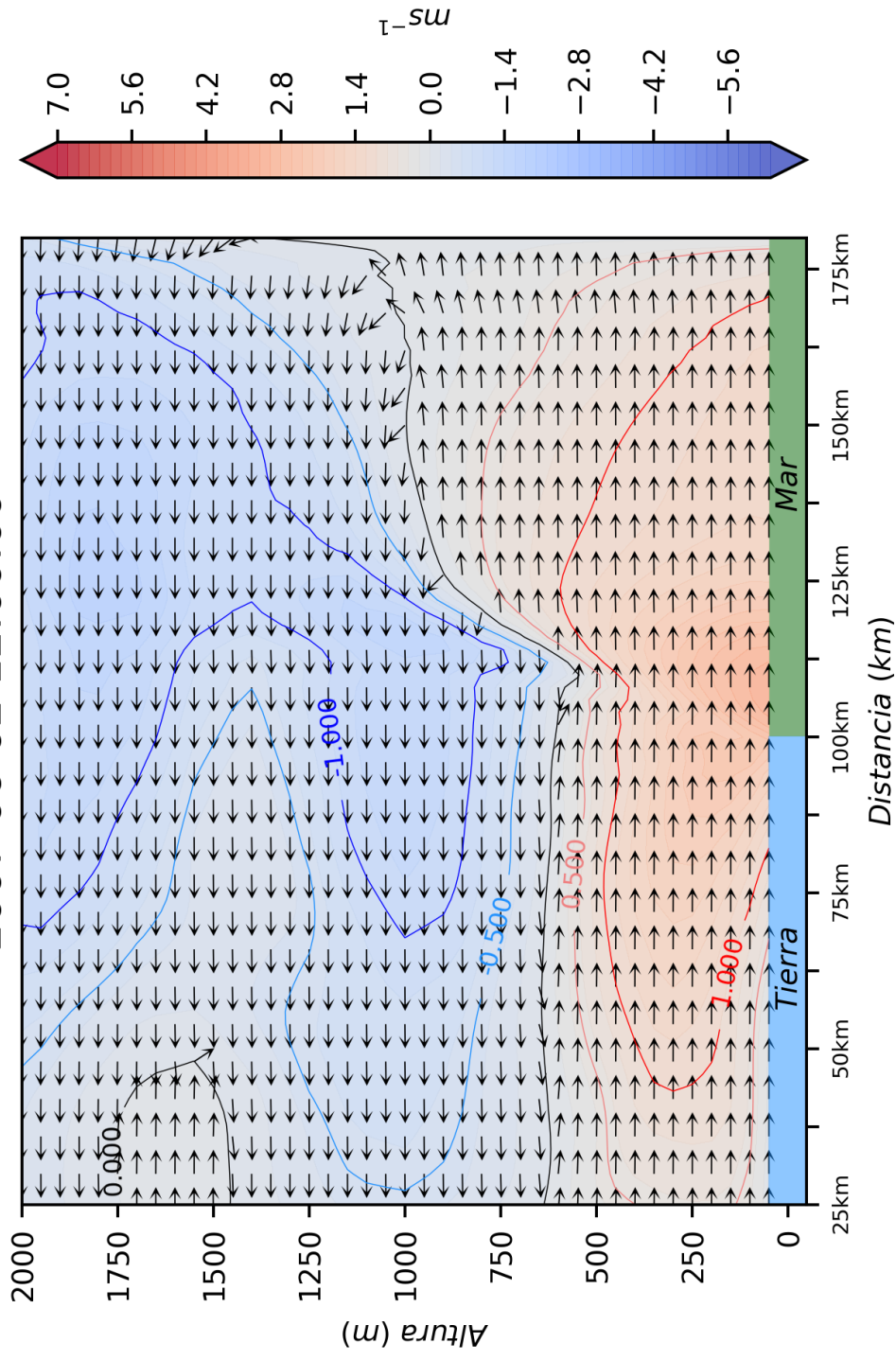
Componente U del viento
2007-06-02 05:00:00



(a)

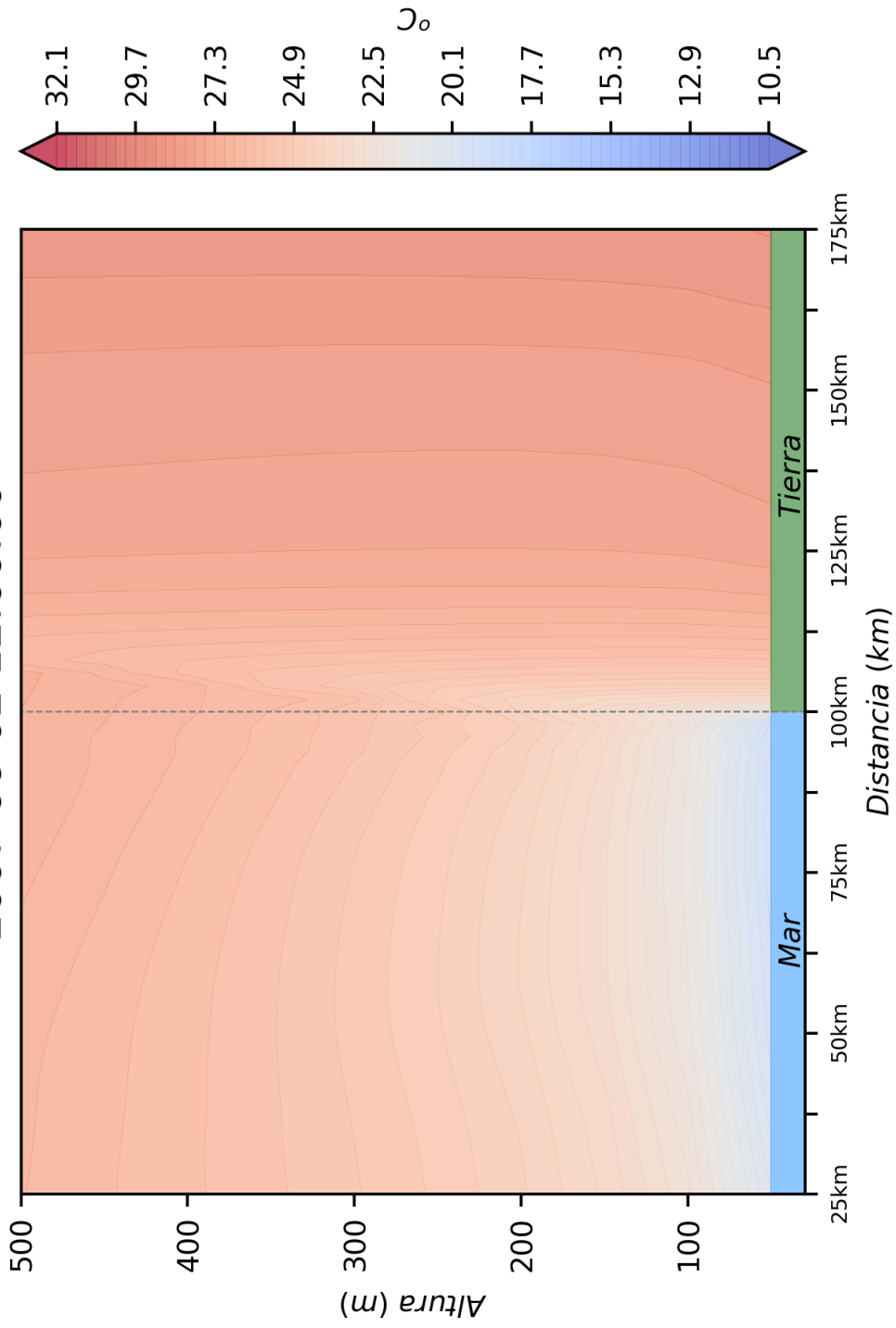


Componente U del viento
2007-06-02 12:00:00



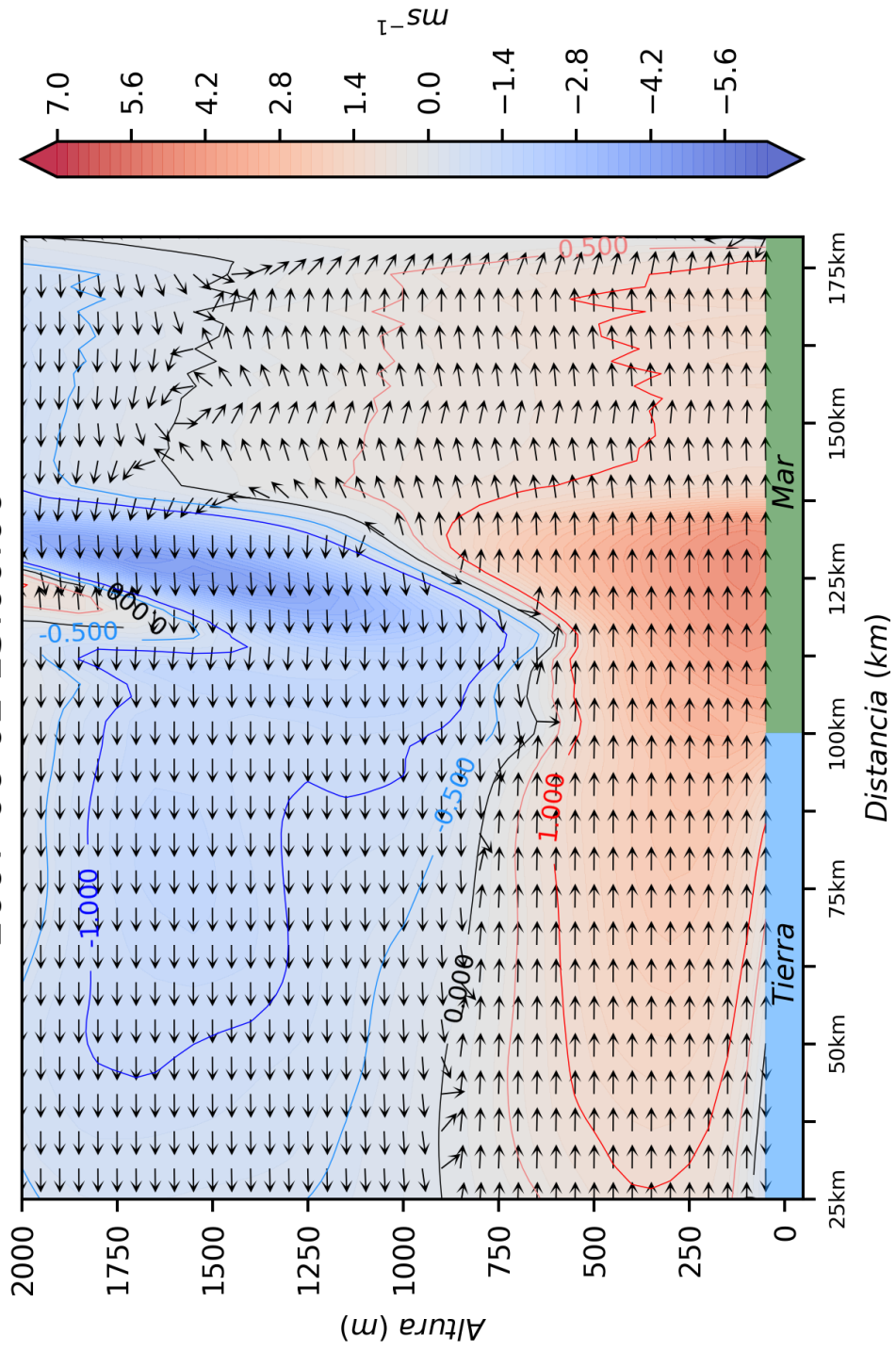
(c)

Temperatura potencial
2007-06-02 12:00:00



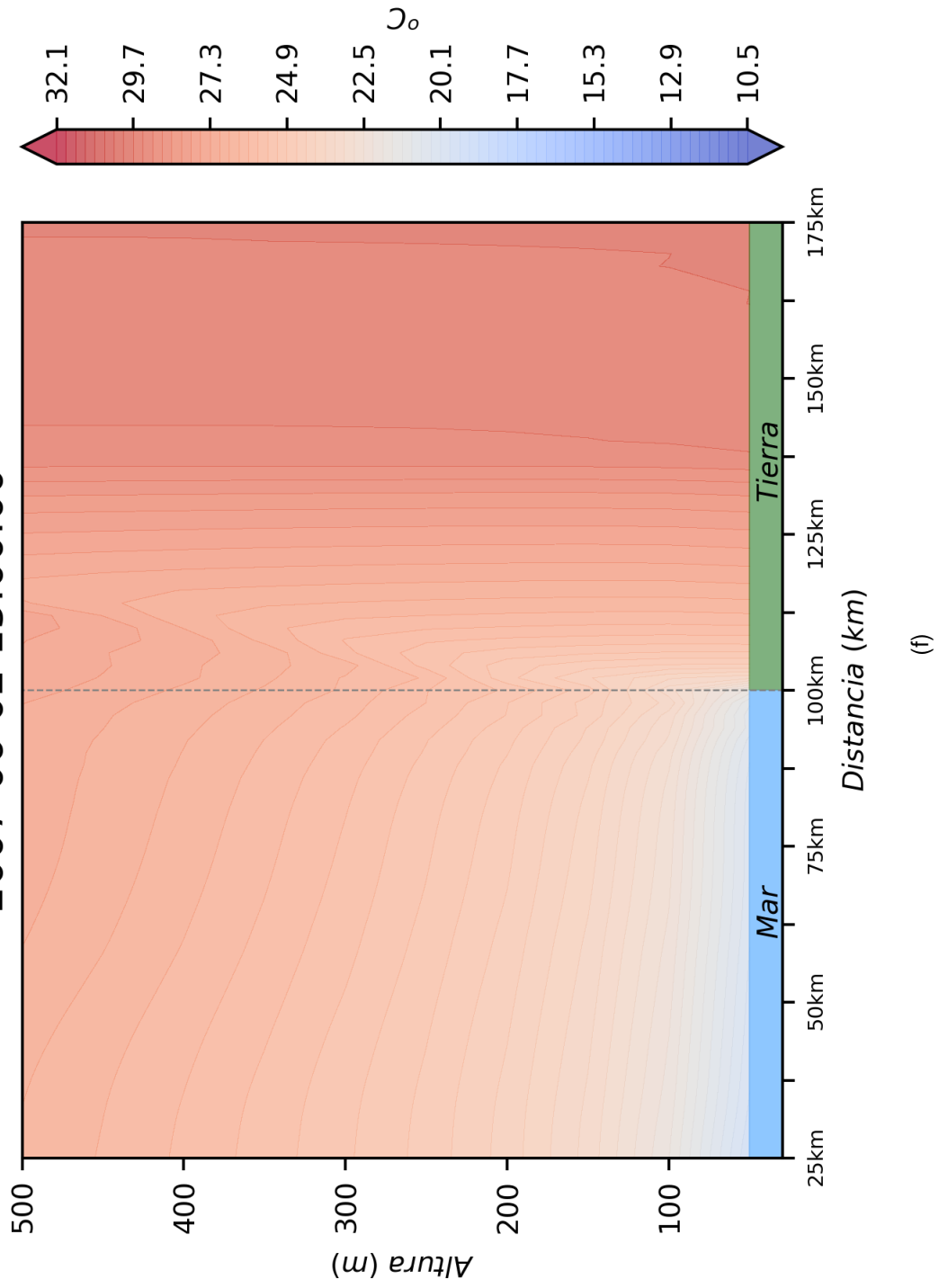
(d)

Componente U del viento
2007-06-02 15:00:00

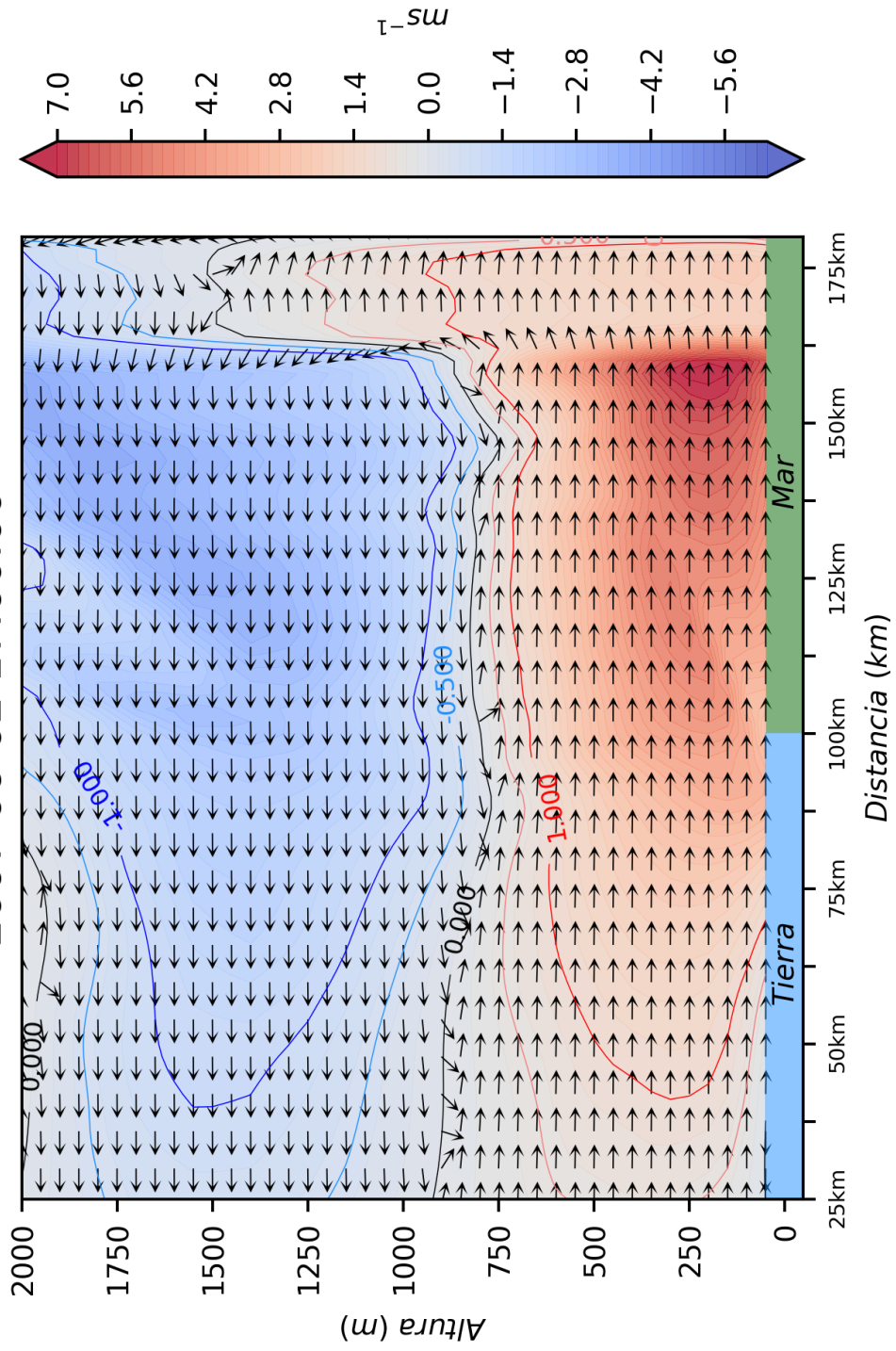


(e)

Temperatura potencial
2007-06-02 15:00:00

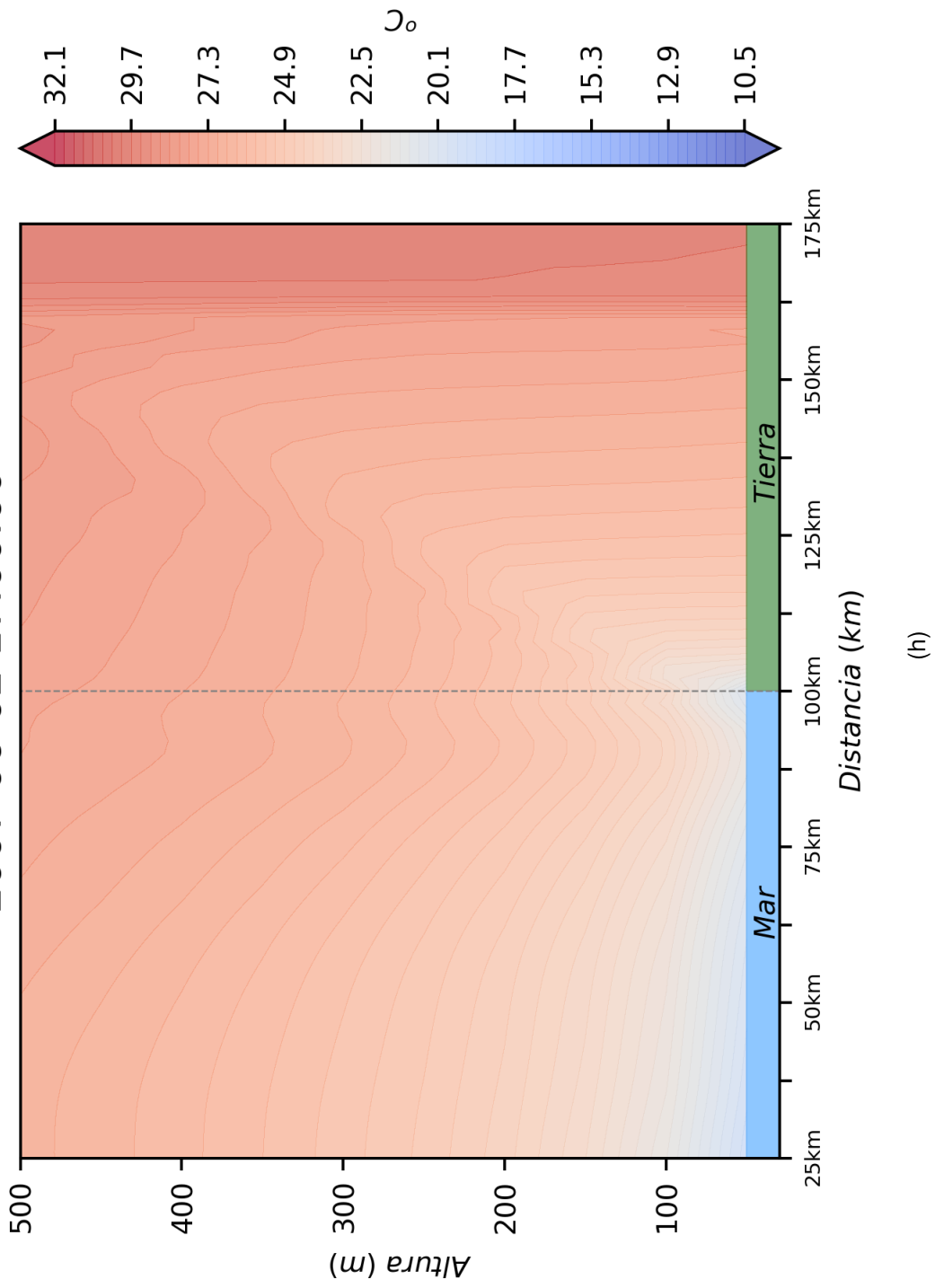


Componente U del viento 2007-06-02 17:00:00

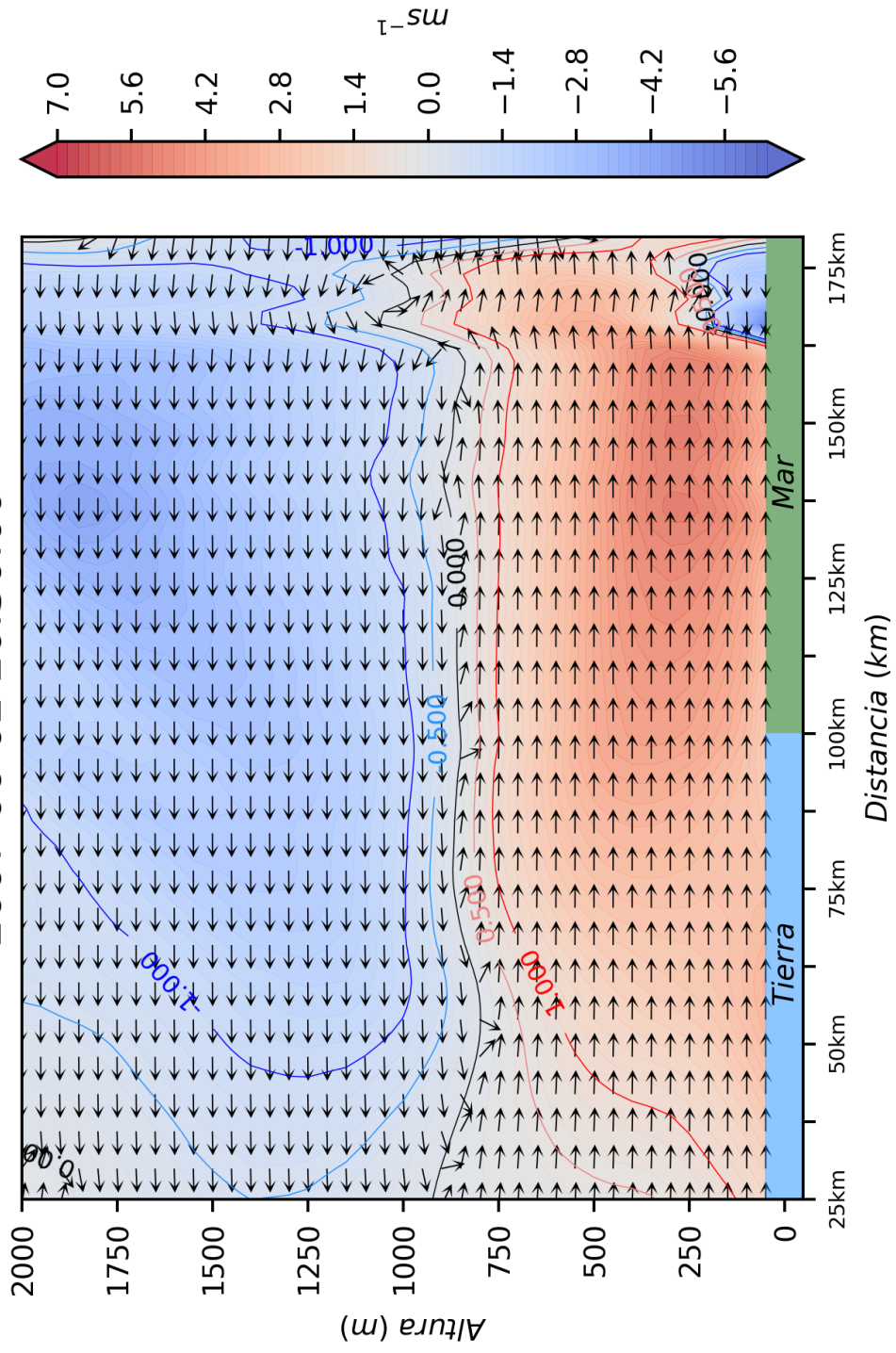


(g)

Temperatura potencial
2007-06-02 17:00:00

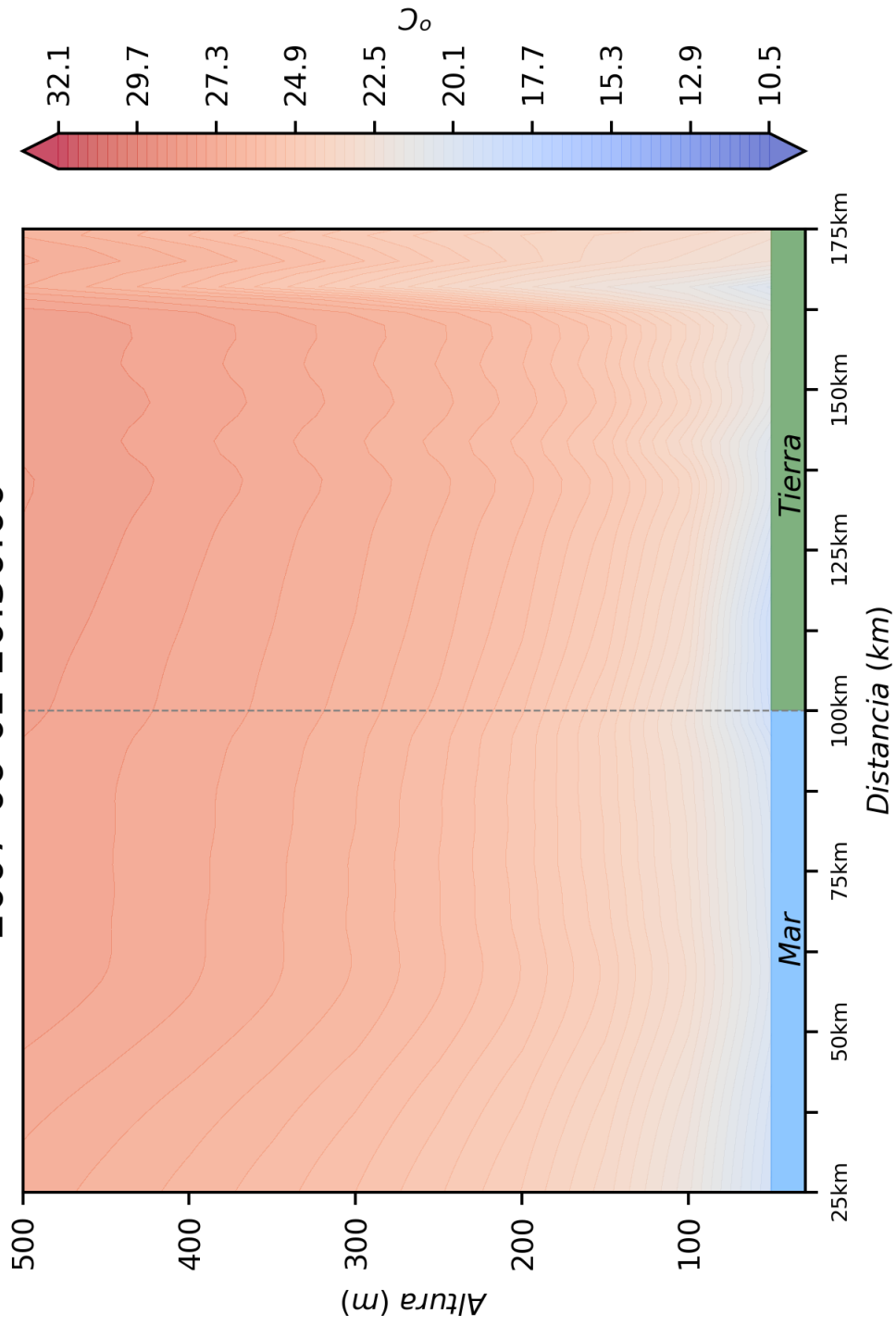


Componente U del viento 2007-06-02 20:30:00



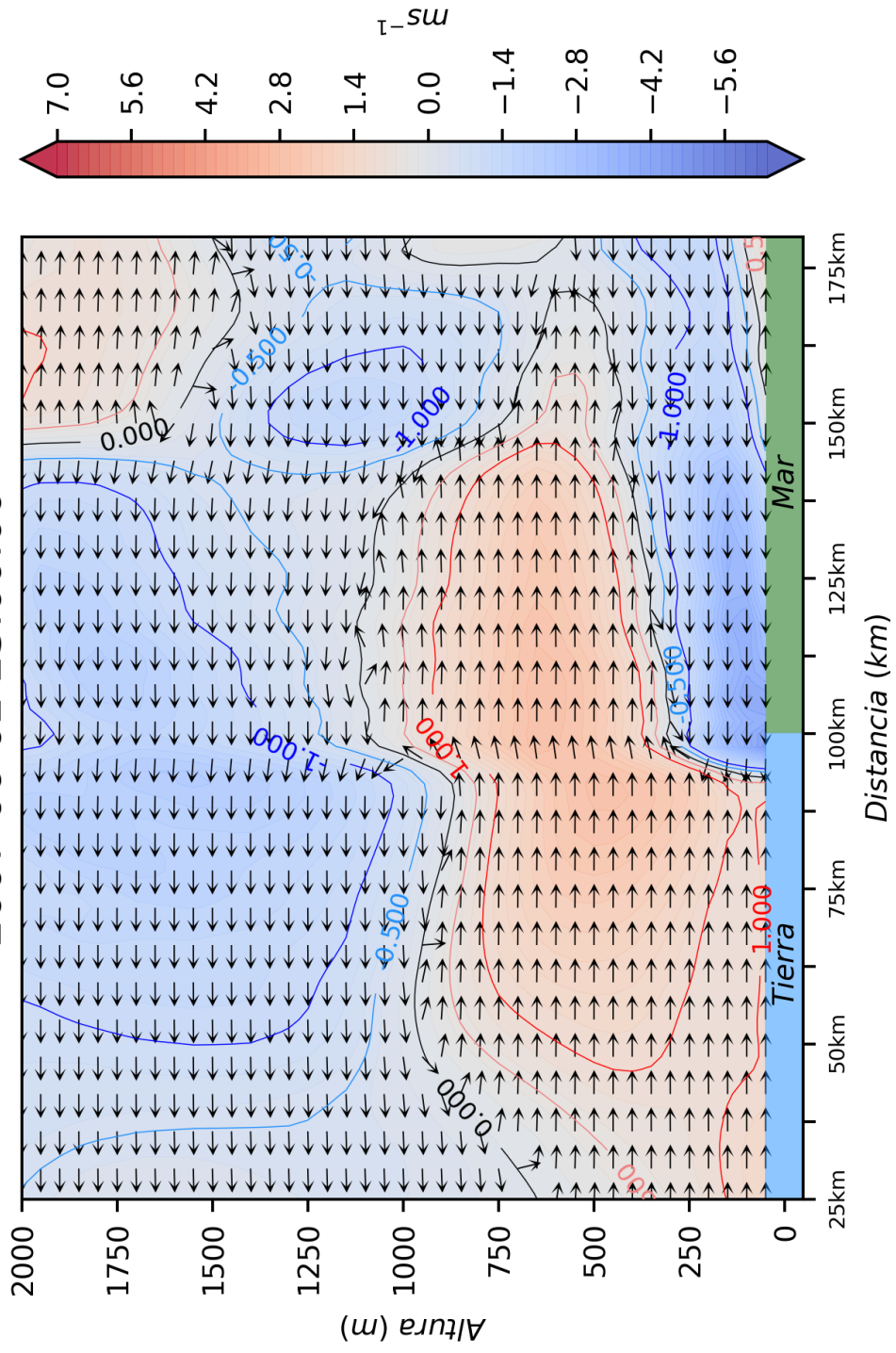
(i)

Temperatura potencial
2007-06-02 20:30:00



(i)

Componente U del viento
2007-06-02 23:00:00



(k)

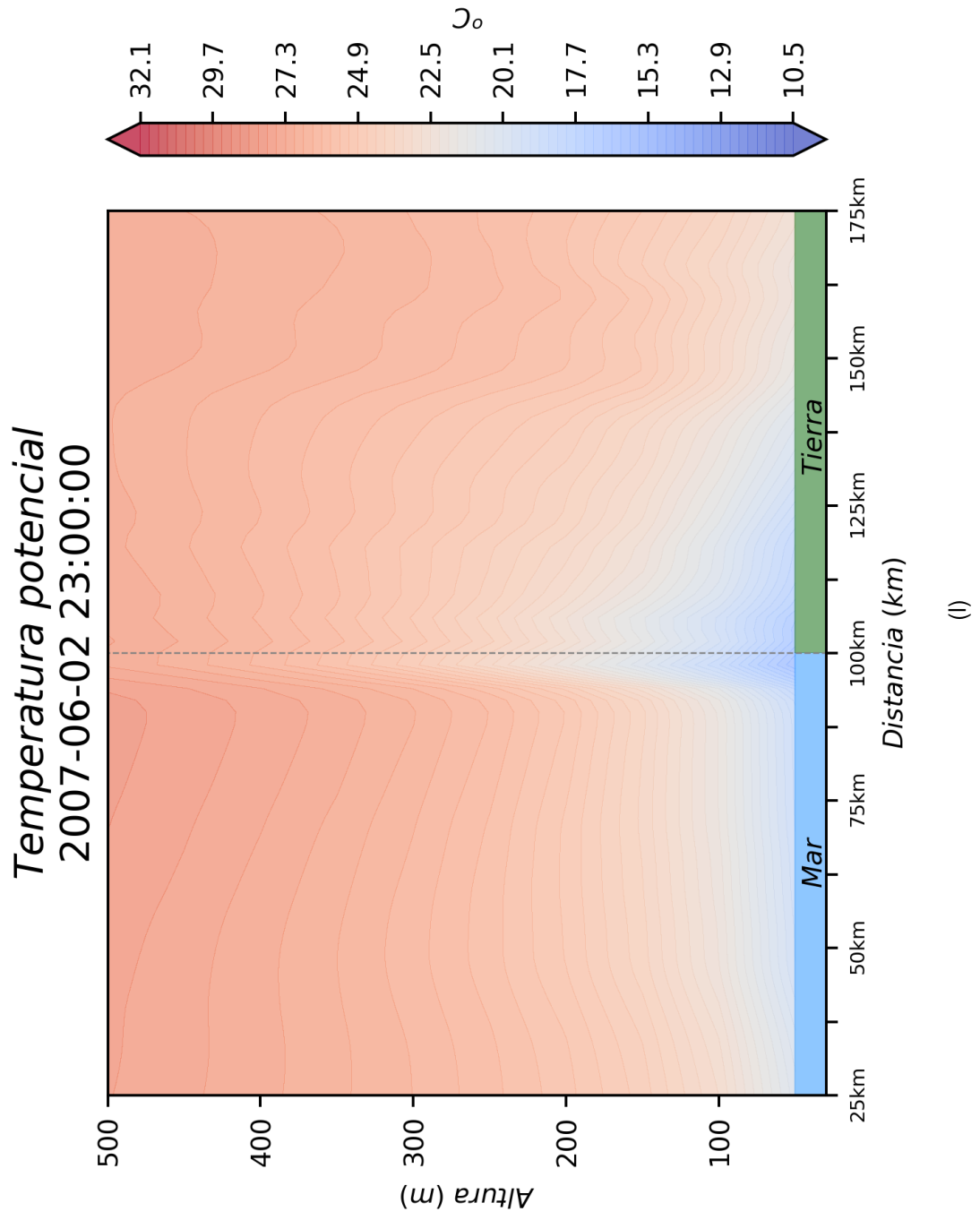
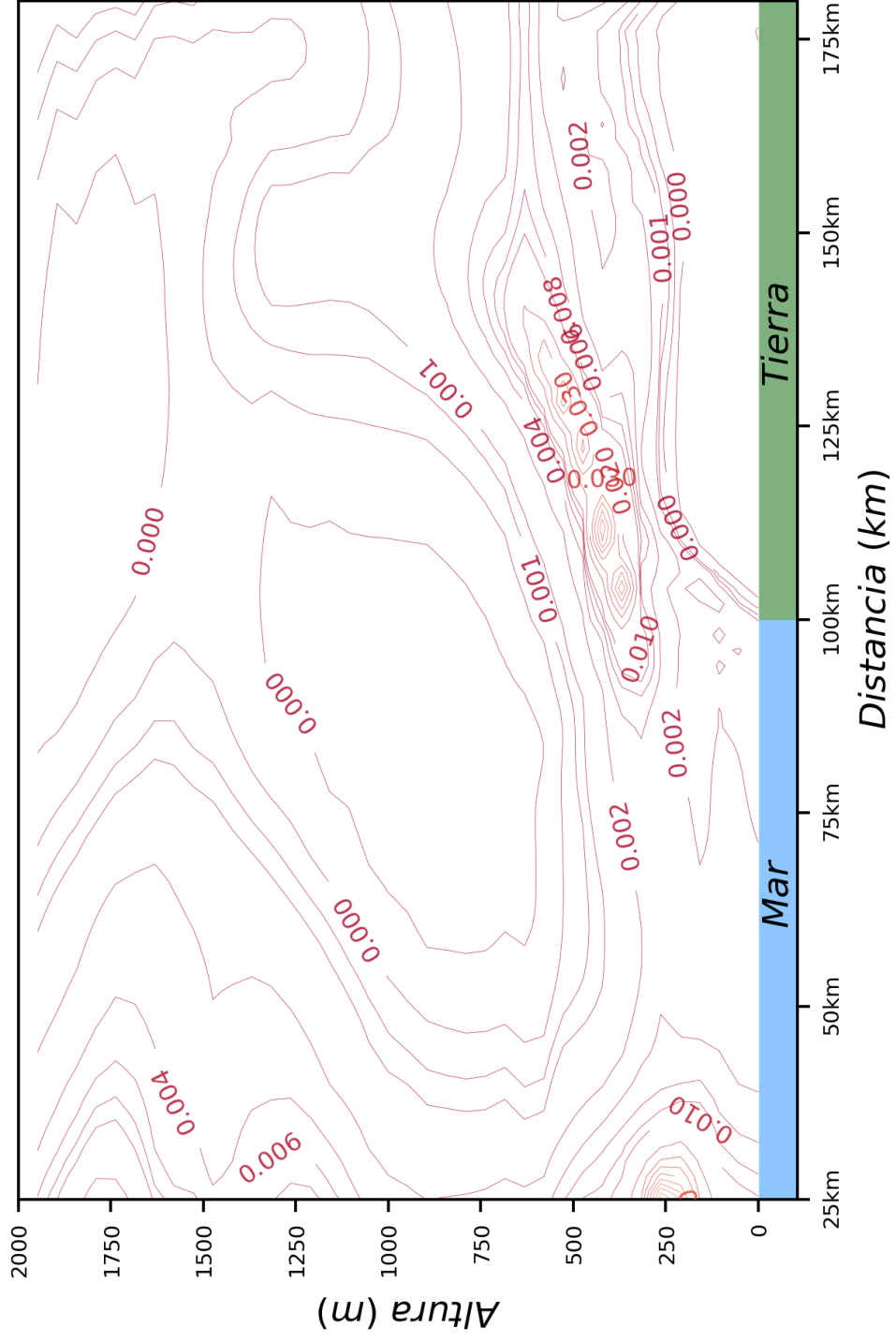


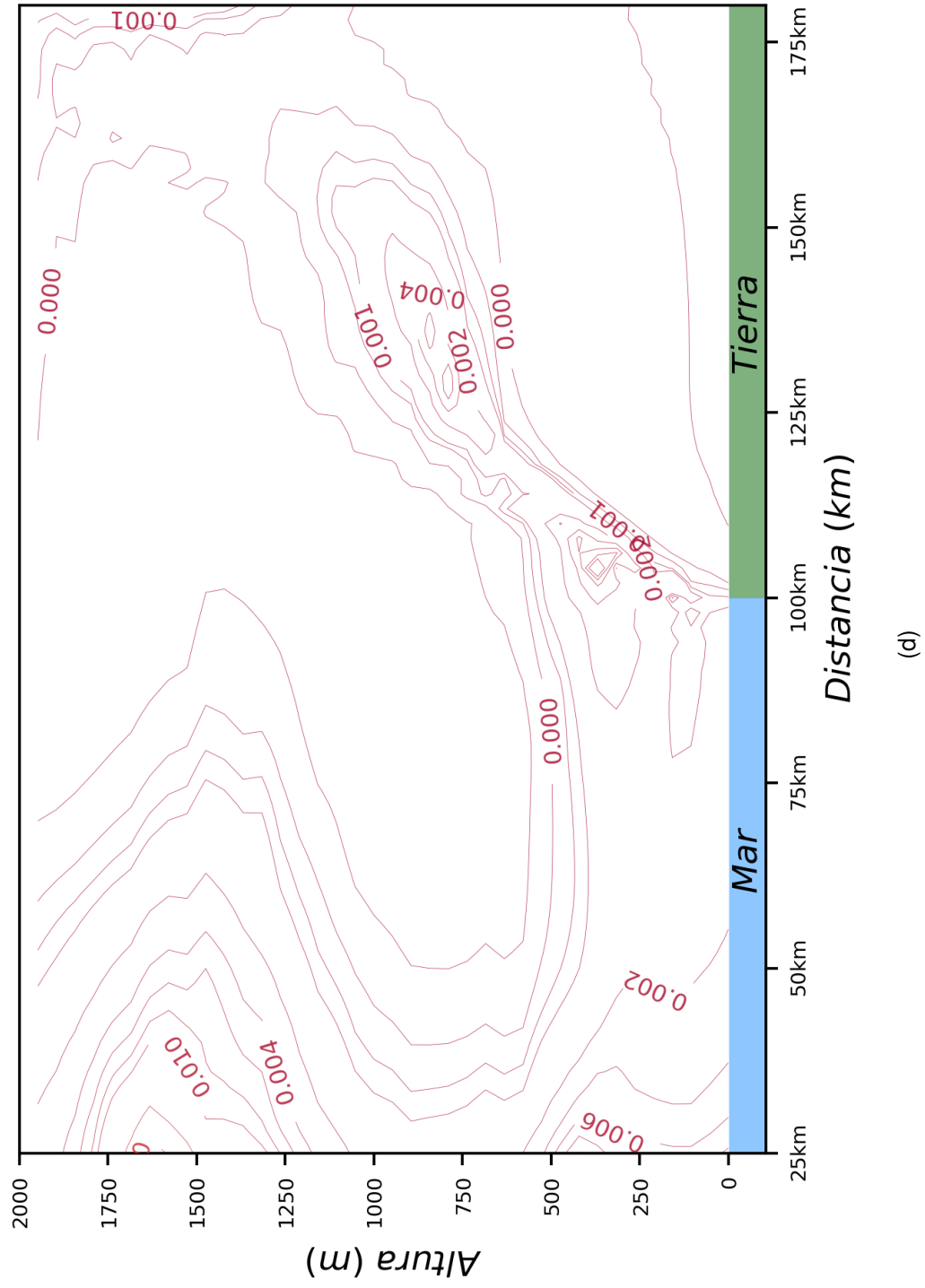
Figura 3.13: Temperatura potencial y componente U del viento(T200c)

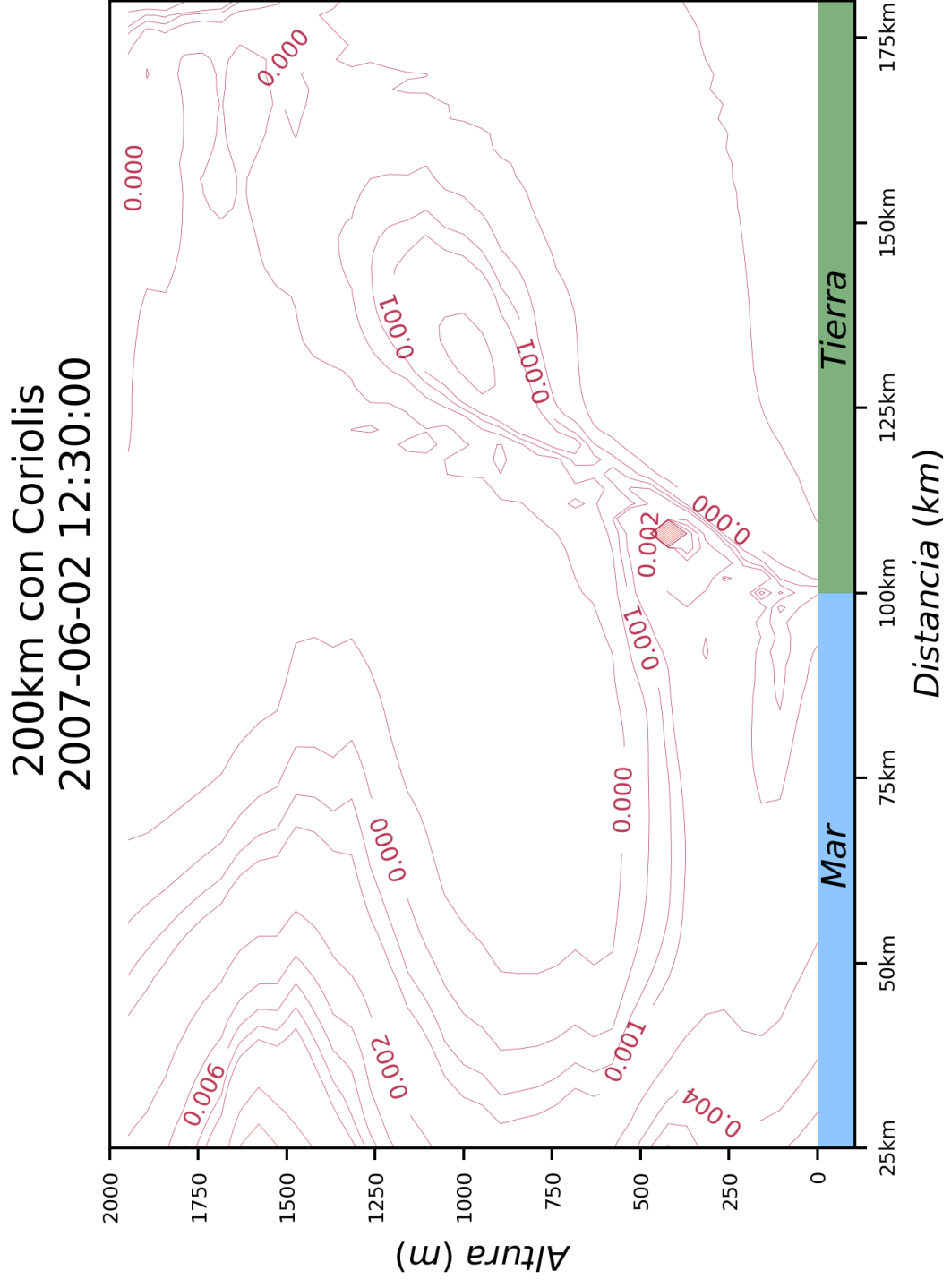
200km con Coriolis
2007-06-02 10:30:00



(a)

200km con Coriolis
2007-06-02 12:00:00





(e)

Figura 3.14: Número de Richardson (T200c)

Capítulo 4

Discusiones y Conclusiones

4.1. Discusiones

En el presente trabajo se realizaron cinco simulaciones idealizadas de la brisa marina con el modelo atmosférico WRF. La diferencia entre ellas fue la extensión de tierra y en la quinta se agregó la influencia de Coriolis. Los resultados que se muestran a continuación son de las simulaciones T100, T200 y T200c. Algo que debe destacarse son los cambios que se pueden hacer al tipo de suelo, topografía, extensión del dominio, temperatura, latitud, entre otras cosas; para tener una brisa marina-terrestre más cercana a la realidad. Este ejemplo fue muy práctico para comprender el desarrollo, comportamiento y evolución de la brisa marina, para profundizar en el tema cuando se utilicen datos reales.

De las cinco simulaciones realizadas, tres de ellas fueron comparadas entre sí y se encontró que la velocidad vertical es mayor al aumentar la extensión de tierra. Al agregar Coriolis la velocidad disminuye pero la duración es mayor. Con una extensión de tierra de 100 km la mayor velocidad vertical sobre tierra fue de 5 ms^{-1} a las 15:00 h y al aumentar la extensión a 200 km las velocidades mayores fueron de 4 ms^{-1} y 6 ms^{-1} a las 17:00 h, con y sin coriolis respectivamente. Con una extensión de tierra de 100 km, la perturbación de la presión aumentó en extensión y tiempo de duración (1 hora) a diferencia de una extensión de tierra de 50 km, además sobre tierra aumentó 0.65 mb y sobre el mar disminuyó 0.60 mb. Al tomar en cuenta Coriolis la perturbación de la presión sobre tierra fue de -0.50 mb, sobre el mar la mayor perturbación se mantuvo en 1 mb, pero tuvo una

duración de 6 horas. Gibbs (2008) también encontró que al aumentar la extensión de tierra, las velocidades verticales son mayores y la perturbación de la presión aumenta.

La celda de circulación de la brisa marina se encontró bien definida con un flujo hacia tierra en niveles bajos y un flujo de retorno hacia el mar en niveles altos (en todas las simulaciones). El frente de brisa marina trae consigo cambios en la humedad relativa y temperatura. Al pasar por la línea de costa la temperatura desciende y la humedad relativa aumenta bastante, así como lo describen Cangialosi (2016); Chiba (1993); Khan (2010); Miller et al. (2003).

El FBM se genera a una inclinación de 70° aproximadamente, creciendo en amplitud y altura durante el transcurso del día como lo describe Sha et al. (1991) Las mayores velocidades encontradas fueron detrás del frente de brisa marina y sobre tierra adentro en niveles altos cuando la dirección del viento cambia hacia el mar (en el flujo de retorno). Se formaron OKH principalmente detrás del frente de brisa marina y donde el número de Richardson fue menor a 0.25 como lo mencionan Liang y Wang (2015). En las tres simulaciones mostradas, la brisa terrestre fue más débil que la brisa marina, y el tamaño de ambas varía de 500 m a 2 km como lo describen Cangialosi (2016); Stull (2003) .

4.2. Conclusiones

La brisa se observó principalmente dentro de la capa límite, hasta los 2 km de altura, se generó a partir de las 10:00 h con una velocidad de 1 ms^{-1} cuando la tierra comenzó su calentamiento y se formó un gradiente de presión en la línea de costa. La celda de circulación de la brisa marina se formó al inicio del fenómeno con una altura de 50 m, el flujo de aire marino avanzó hacia tierra y aumentó la intensidad, creciendo en altura hasta alcanzar 250 m.

El FBM inició a una altura de 50 m y se adentró en tierra, durante el transcurso del día creció en altura y la CaBM fue muy notoria, detrás de ella se formaron OKH que avanzaron hacia atrás del FBM y se desvanecieron al paso de las horas, las mayores velocidades se encontraron detrás del FBM y en niveles altos

cuando el viento cambió de dirección hacia el mar. La inclinación del FBM fue de 70° durante el avance hacia tierra. El gradiente de temperatura potencial fue más notorio en la línea de costa al avanzar el día, la temperatura sobre el mar se mantuvo casi constante, mientras que sobre tierra disminuyó con la entrada del FMB.

La mayor velocidad que se encontró en la línea de costa es de 6 ms^{-1} a las 17:00 h, por otra parte, la menor perturbación sobre tierra de la presión fue a las 14:00 h a 50 km de la costa, con una extensión de 10 km. Sobre el mar la mayor perturbación se encontró en mar adentro, abarcó alrededor de 110 km y duró 6 h.

La temperatura a 2 m sobre tierra inició su calentamiento a las 10:00 h pero en el transcurso del día fue aumentando pero disminuyó en extensión. Sobre el mar la temperatura se mantuvo constante. La presión cambia en la línea de costa y se extiende hacia tierra, aumentando en longitud y altura. La humedad relativa se encontró en su punto más bajo a las 11:00 h en la línea de costa.

En la madrugada cuando se genera la brisa terrestre y la extensión de tierra es menor, el aire frío sobre tierra se observa con menor detalle. Sin embargo, al aumentar la extensión de tierra y disminuir la extensión de agua, el enfriamiento y calentamiento sobre la tierra se observa más detallado y la altura a la que puede llegar la temperatura es menor.

La tierra se encuentra en su calentamiento máximo a las 2:00 p.m. (29°C) y la celda de circulación de la brisa marina se observa cerca de la costa, extendiéndose tierra adentro en las siguientes horas. además La brisa marina se observó con mayor intensidad que la brisa terrestre.

Al agregar Coriolis la brisa terrestre se observó con menor intensidad que sin Coriolis, las OKH que se formaron detrás de la CaBM tuvieron menor duración que en la simulación T200, además se desarrollaron muy tarde.

En general el modelo WRF reprodujo bien la evolución y desarrollo de la brisa marina, se identificaron algunos componentes tales como: la CiBM, CaBM, FBM

y las OKH. Los resultados obtenidos ayudarán para que en un estudio posterior al utilizar datos reales, para poder identificar la estructura espacial y temporal de la brisa marina.

Referencias

- Abbs, D. L., y Physick, W. L. (1992). Sea-breeze observations and modelling a review. *Australian Meteorological Magazine*, 41, 7-19.
- Ahrens, D., y Henson, R. (2013). *Meteorology today, an introduction to weather, climate and the environment* (11.^a ed.). Cengage Learning.
- Cangialosi, J. (2016). An analysis of the South Florida sea breeze circulation: An idealized study. , 0, 0-1.
- Chiba, O. (1993). The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 65, 181-195. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00708823>
- Estoque, M. A. (1992). The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(3), 244-250. doi: 10.1175/1520-0469(1962)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2
- Gibbs, J. (2008). Idealized numerical modeling of a land/sea breeze. *Scholar article*, 0, 0-1.
- Khan, B. (2010). Sea Breeze Circulation in the Auckland Region: Observational Data Analysis and Numerical. *University of Canterbury*.
- Liang, Z., y Wang, D. (2015). Numerical study of the evolution of a sea breeze front under two environmental flows. *Journal of Meteorological Research*, 29, 446-466. doi: <https://doi.org/10.1007/s13351-014-4094-3>
- Lutgens, F., y Tarbuck, E. (2013). *The atmosphere: An introduction to meteorology* (12.^a ed.). Pearson.

- Álvarez, L. G. (1977). Vientos en la Bahía de Todos Santos, B.C. *Ciencias Marinas*, 4, 81-89. doi: <https://doi.org/10.7773/cm.v4i1.301>
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., y Mao, H. (2003). Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. *Geophysics*, 41(3). doi: <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
- Pavía, E., y Reyes, S. (1983). Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B.C. *Ciencias Marinas*, 9, 151-167. doi: <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v9i1.405>
- Reyes, S., y Parés, A. (1983). Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos Santos. *Geofísica Internacional*, 22(2), 179-203.
- Robinson, F. J., Patterson, M. D., y Sherwood, S. C. (2013). A numerical modeling study of the propagation of idealized sea-breeze density currents. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70, 653-668. doi: 10.1175/JAS-D-12-0113.1
- Rotunno, R. (1983). On the linear theory of the land and sea breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(8), 1999-2009. doi: 10.1175/1520-0469(1983)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2
- Sha, W., Kawamura, T., y Ueda, H. (1991). A Numerical Study on Sea/Land Breezes as a Gravity Current: Kelvin–Helmholtz Billows and Inland Penetration of the Sea-Breeze Front. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(14), 1649-1665. doi: 10.1175/1520-0469(1991)048<1649:ANSOSB>2.0.CO;2
- Simpson, J. (1994). *Sea breeze and local winds*. Cambridge.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., ... Powers, J. G. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR. WRF model. http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf/. Consultado en Agosto 2017. doi: doi:10.5065/D68S4MVH
- Steele, C., Dorling, S., von Glasow, R., y Bacon, J. (2013). Idealized WRF

model sensitivity simulations of sea breeze types and their effects on offshore windfields. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 443-461. doi: <https://doi.org/10.5194/acp-13-443-2013>

Stull, R. (2003). *An Introduction to boundary layer meteorology*. The University of British Columbia Vancouver, Canada.

Stull, R. (2011). *Meteorology for scientists and engineers* (3.^a ed.). The University of British Columbia Vancouver, Canada.

Ungarish, M. (2009). *An introduction to gravity currents and intrusions* (1.^a ed.). Israel Institute of Technology Haifa, Israel.

Walsh, J. E. (1974). Sea breeze theory and applications. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(8), 2012-2026. doi: 10.1175/1520-0469(1974)031<2012:SBTAA>2.0.CO;2

Yan, H., y Anthes, R. A. (1987). The Effect of Latitude on the Sea Breeze. *Monthly Weather Review*, 115(5), 936-956. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2

Zhong, S. (1992). An observational and numerical study of sea/land-breeze circulations in an area of complex coastal heating. *Iowa State University*.