



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

**DESARROLLO DE CAPA DE MEZCLA EN SANTIAGO:
ANÁLISIS OBSERVACIONAL Y COMPARACIÓN CON MODELO DE MESOESCALA**

**PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA**

ANGELLA ANTONELLA UNDURRAGA PERALTA

**PROFESOR GUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
RENÉ GARREAUD SALAZAR
SONIA MONTECINOS GEISSE
JOSÉ RUTLLANT COSTA**

**SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2010**

Resumen

La ciudad de Santiago (33.5 °S, 70.6 °W) presenta una compleja geografía que deriva en especiales características de las variables de capa límite, además de la ocurrencia de eventos de alta concentración de material particulado, asociados a estas características. El desarrollo de la capa de mezcla diurna en Santiago se documenta en este estudio, usando datos de un nefobasímetro ubicado en el centro de esta ciudad, para un período de 9 meses. Para complementar el análisis se utilizan, además, datos de estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en la cuenca de Santiago, datos de un perfilador acústico y resultados de una simulación con el modelo numérico de mesoescala MM5, hecha para un período de ocurrencia de capas de mezcla someras en la cuenca.

Se aplicó un algoritmo para diagnosticar, a partir de los perfiles de reflectividad del nefobasímetro, la altura de capa de mezcla (HCM) en Santiago, el cual tiene buenos resultados durante días mayormente despejados y con una significativa concentración de partículas en el aire. Este análisis muestra que la HCM media a las 14 HL fluctúa entre los 400 m durante otoño-invierno y los 700 m durante primavera-verano, con mayor dispersión de valores durante este último período. Se encontró una relación directa entre el balance de energía superficial y la HCM a las 14 HL, con un porcentaje de entre 20% y 40% de radiación solar incidente ocupada en el crecimiento y calentamiento de la capa de mezcla (CM) diurna, indicativo de la gran influencia que tiene el balance de energía superficial en la evolución de CM. Por otro lado, se identificaron episodios en que la advección de capa límite marina costera parece afectar de manera importante el balance de energía de la cuenca, especialmente durante primavera-verano. La estabilidad nocturna en la cuenca también es un factor importante en la evolución de CM, dando lugar en algunos casos a eventos de CM muy someras durante invierno, asociados con gran calentamiento sobre la capa límite y el consiguiente aumento de la estabilidad cerca de la superficie. Los resultados de la modelación de mesoescala reproducen de buena forma estos eventos de CM someras, aunque asociados a una disminución del flujo de calor sensible superficial y a una moderada amplitud térmica a 10 m, a diferencia de las observaciones, que sugieren que estos eventos de CM someras responden a un calentamiento del aire sobre la capa límite, un incremento importante de la estabilidad en la masa de aire de la cuenca y una amplitud térmica superficial también alta.

Agradecimientos

A mi madre, que hizo posible la realización de este Magíster en todo sentido. Al profesor Ricardo Muñoz por el conocimiento entregado en el desarrollo de este proyecto y durante todo el programa. Agradezco finalmente las correcciones entregadas por los miembros de la comisión y el financiamiento parcial otorgado por el proyecto Fondef D05-I10038.

Índice

Resumen	2
Agradecimientos	3
1. Introducción	6
1.1. Generalidades	6
1.2. Objetivos	7
1.2.1. Objetivo general.....	7
1.2.2. Objetivos específicos	7
1.3. Revisión bibliográfica.....	8
1.3.1. Estimación de la altura de capa de mezcla	8
1.3.2. Modelo de crecimiento de capa de mezcla.....	9
1.3.3. Desarrollo de capa límite en cuencas y valles	11
2. Materiales y métodos	14
2.1. Nefobasímetro y diagnóstico HCM	14
2.2. Elección de días despejados	16
2.3. Cálculo de índices para la cuenca.....	19
2.4. Comparación de observaciones con modelación de mesoescala.....	23
3. Modelos teóricos.....	24
3.1. Balance de energía teórico para Santiago	24
3.2. Crecimiento capa de mezcla.....	30
3.2.1. Modelo de crecimiento de capa de mezcla.....	30
3.2.2. Análisis de sensibilidad.....	32
3.2.3. Análisis de la estabilidad inicial	34
4. Resultados observacionales	38
4.1. Altura de capa de mezcla	38
4.2. Balance de energía superficial.....	41
4.2.1. Relación entre HCM y flujo de calor sensible superficial	41
4.2.2. Índice de advección térmica	42

4.3. Estabilidad inicial	44
4.3.1. Relación entre perfil vertical de temperatura potencial inicial y perfil vertical de temperatura potencial estimado con modelo <i>encroachment</i>	44
4.3.2. Climatología datos LAPRASS	46
5. Resultados modelación MM5	50
5.1. Variables de CM.....	54
5.2. Balance de energía superficial.....	59
5.3. Estabilidad inicial	63
5.4. Análisis situación sinóptica durante el periodo de modelación	65
5.4.1. Estructura de la presión en altura y superficie.....	65
5.4.2. Análisis radiosonda Santo Domingo.....	72
5.4.3. Estructura vertical de variables, según modelación MM5	76
6. Discusión y conclusiones	84
Bibliografía.....	88

1. Introducción

1.1. Generalidades

La ubicación geográfica de la ciudad de Santiago le otorga características especiales a la evolución de su capa límite, en comparación con urbes ubicadas en planicies, por ejemplo. Un aspecto de interés es la calidad del aire de esta ciudad, que presenta episodios críticos de contaminación del aire por material particulado en invierno, condiciones que pueden permanecer durante varios días. En verano, en cambio, son improbables los eventos de contaminación del aire por material particulado. Estas condiciones de calidad del aire están directamente relacionadas con la evolución de la capa límite, en particular con la altura que ésta alcanza.

Considerando días despejados, la capa límite diurna en Santiago tiene un desarrollo de capa límite convectiva o capa de mezcla (CM), que crece sobre la inversión de temperatura que permanece desde la noche anterior. Uno de los principales factores que controla la altura de la capa límite en este período es, entonces, el flujo de calor sensible desde el suelo. Por consiguiente, la evolución de la capa límite estaría conducida por el balance de energía superficial, pero se podría ver afectada también por procesos de *entrainment* (1), humedad del suelo y procesos no locales, como advección de temperatura y subsidencia de gran escala. Las características topográficas de la cuenca, por otro lado, también influirían en esta evolución.

En el contexto de la disponibilidad de una nueva herramienta observacional, consistente en datos de altura de capa límite en Santiago, derivados del nefobasímetro instalado en el Departamento de Geofísica (DGF), Universidad de Chile, que permitiría ayudar al cierre del balance de energía en la CM, surge la intención de profundizar el conocimiento de la evolución de esta CM, identificando los procesos que influyen en su comportamiento. Se enuncia entonces, como hipótesis, que la evolución de la CM en Santiago se encuentra controlada por el balance de energía superficial y la estabilidad del aire en la cuenca. A modo de hipótesis alternativa se sostiene que la advección de aire costero puede ser un factor importante en la evolución de la CM durante el verano.

(1) Entrainment: proceso por el cual se incorpora aire de la atmósfera libre a la capa límite. Se usará término en inglés.

El análisis observacional realizado en este trabajo permite, además, la validación de modelos de mesoescala, especialmente en datos de altura, que son una herramienta básica de sistemas de pronóstico de calidad del aire, por ejemplo, y de desarrollo de estudios en el ámbito de la capa límite. Con este propósito, el estudio incluye una comparación entre los resultados obtenidos con nuestra herramienta observacional y los resultados obtenidos de una corrida del modelo numérico de mesoescala MM5, para un período de invierno en la ciudad de Santiago.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar la evolución de la CM diurna en la cuenca de Santiago.

1.2.2. Objetivos específicos

- Diagnosticar la altura de la CM a partir de datos de reflectividad del nefobasímetro.
- Determinar la relación entre el balance de energía superficial y el desarrollo de la CM.
- Estudiar el efecto de factores adicionales en el desarrollo de la CM.
- Validar resultados de un modelo numérico de mesoescala, a partir de resultados observacionales.

En la sección siguiente se realizará una revisión de los antecedentes relacionados con el estudio. El capítulo 2 contiene una descripción de los datos usados y los métodos de elección de los días despejados y de estimación de la altura de capa de mezcla (HCM) en Santiago. En el capítulo 3 se analiza el comportamiento teórico de las variables principales de capa de mezcla mediante modelos teóricos. El capítulo 4 contiene los resultados observacionales y el capítulo 5 los resultados de la modelación de mesoescala. En el capítulo 6 se realiza una discusión de los resultados y se presentan las conclusiones.

1.3. Revisión bibliográfica

1.3.1. Estimación de la altura de capa de mezcla

Los datos de nefobasímetros son usados en la actualidad para calcular variables de capa límite, entre ellos la altura de CM. Este instrumento reporta perfiles verticales de reflectividad, siendo posible la estimación de estas variables de CM en días despejados, además de la determinación de la base nubosa. Publicaciones anteriores han demostrado la utilidad de este instrumento en el estudio de la capa límite urbana, pues tiene la ventaja de proveer información de alta resolución vertical y temporal. Por último, la presencia de alta concentración de aerosoles en las atmósferas urbanas, hace más clara la señal del instrumento (Chen et al, 2001; He et al, 2006).

Se han desarrollado algoritmos de estimación de la altura de CM a partir de suposiciones de la distribución de los aerosoles en la CM. Principalmente se espera la concentración máxima de aerosoles en la capa más cercana al suelo, la que debería ser relativamente constante, si la localidad presenta desarrollos de CM. Se advierte entonces, un salto entre el perfil de reflectividad de la CM y el perfil de reflectividad de la atmósfera libre, que debería ser menor. Autores como Münkel et al (2007) han propuesto algoritmos basados en estas suposiciones, siendo bastante asertivos en las estimaciones, aunque recomiendan poner especial atención en la situación atmosférica, que determinará la aplicabilidad de esta herramienta y la comparación de la estimación de alturas de CM, con algún método de referencia disponible.

1.3.2. Modelo de crecimiento de capa de mezcla

Modelo encroachment (2)

Es uno de los modelos más simples, que considera sólo los procesos termodinámicos para explicar el crecimiento de la CM diurna (Stull, 1988, págs. 450 – 473). Asume que el flujo de calor por *entrainment* en el tope de la CM es nulo y no considera factores como la advección de temperatura o subsidencia. El crecimiento de la CM, entonces, está conducido por el flujo de calor sensible de la superficie. Considerando un perfil inicial de temperatura potencial lineal con gradiente vertical de temperatura potencial, Γ y temperatura potencial constante con la altura (θ), dentro de la CM durante el calentamiento (Fig. 1.1), la altura de CM (H), a las 14 HL, por ejemplo, será la altura a la cual el perfil vertical de θ a las 14 HL, intercepte el perfil inicial. La cantidad de energía necesaria para alcanzar esta altura de CM, por otro lado, será proporcional al área bajo la recta de pendiente Γ , denotada por A (J/m^2).

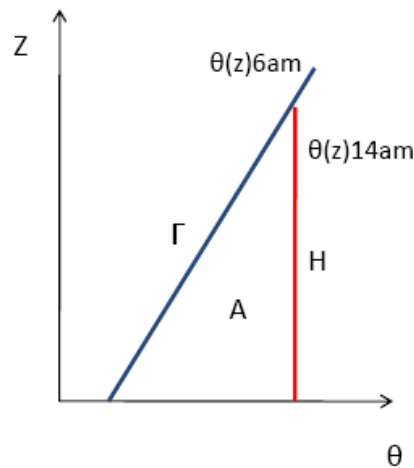


Fig. 1.1: Esquema de modelo de crecimiento de CM *encroachment* o termodinámico.

(2) Encroachment: impacto, invasión, intrusión. Se usará término en inglés.

Bajo estas condiciones, el crecimiento de CM estará dado por ecuación 1.1:

$$(1.1) \quad \frac{dH}{dt} = \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{(\Gamma H)}$$

donde H es la altura de la capa de mezcla, t es el tiempo y $(\overline{w'\theta'})_0$ es el flujo de calor sensible superficial hacia la atmósfera. De esta ecuación se desprende que las variables que determinan la HCM, bajo la suposición del modelo *encroachment*, son el flujo de calor sensible entregado por la superficie y la estabilidad del perfil inicial de temperatura en la capa límite.

Un estudio realizado en Tsukuba, ciudad ubicada en Japón (Chen et al, 2001), demostró que existía una buena correlación entre la tasa de crecimiento de CM observada con un lidar de micro pulso, y la proyectada con la suposición de modelo de crecimiento tipo *encroachment*, aunque sólo durante la mañana, pues durante la tarde existe mayor aporte al crecimiento de la CM, debido a la turbulencia de origen mecánico.

Para una representación más realista, un modelo de crecimiento de CM podría incluir los siguientes mecanismos adicionales:

- **Perfil inicial de temperatura:** el perfil de temperatura nocturno no necesariamente es lineal, puede ser una curva.
- **Entrainment:** se puede incluir un parámetro de *entrainment*, representando el flujo de calor sensible en el tope de la CM.
- **Factores no locales:** el efecto de procesos como la advección de temperatura y la subsidencia de gran escala también pueden ser considerados en la estimación de H.

1.3.3. Desarrollo de capa límite en cuencas y valles

Las características topográficas de cada cuenca o valle, analizadas ampliamente en la literatura, determinan la existencia de diferentes evoluciones de capa límite para cada una de ellas. Cuencas como Sinbad (Whiteman et al, 1996) y las ubicadas en la zona de El Colorado (Whiteman et al, 1999a), en Estados Unidos (US), muestran inversiones nocturnas y desarrollos de capa límite convectiva durante el día, mientras en el valle del Elqui (Khodayar et al, 2007), Chile, se observa una similar inversión nocturna, pero no se desarrolla durante el día una capa de mezcla significativa, sino una capa estable. Por último, durante invierno en el Gran Cañón (US), se observa una capa nocturna de débil estabilidad, con escasos eventos de inversión de temperatura (Whiteman et al, 1999c).

El balance de energía en la atmósfera de una cuenca o valle, determinante de la estructura de su capa límite, depende del factor de amplificación topográfica (Whiteman, 1990), que es definido como el cociente entre el ancho del valle dividido por el área en la base del valle y el ancho del valle dividido por el área en una planicie que cubra similar ancho. El área en la cuenca o valle será menor, pues las paredes que la limitan tienen cierta pendiente, por lo tanto, el volumen de aire en la cuenca también será menor, por lo que los flujos de entrada o salida de calor se verán amplificadas, respecto a la misma situación en una planicie. Esto explica el gran enfriamiento nocturno y la gran amplitud de temperatura en valles y cuencas, lo que produce a su vez, los sistemas de viento diurnos.

El nivel de drenaje del sistema, por otro lado, también incide en el balance de energía de la cuenca (Whiteman et al, 1996). En valles con buen sistema de drenaje, esto es, que exista entrada y salida de flujos de la zona circundante, el término advectivo es significativo, lo que impide el marcado enfriamiento nocturno y compensa el calentamiento diurno, lo que se observa, por ejemplo, en el balance de calor durante la tarde en un valle árido de Chile (Khodayar et al, 2007). Los resultados de este análisis, para el día el 12 de diciembre de 2001, se muestran en la

tabla 1.1, donde se puede observar un término de advección con valores del mismo orden que el término de calor sensible, que además presenta un aumento en el período de 11 a 17 HL, lo que deriva en una escasa variación local de temperatura.

Intervalo de tiempo (HL)	z (m)	Q_{lc} (K m/h)	Q_{adv} (K m/h)	Q_{con} (K m/h)	Q_{rad} (K m/h)	Q_{res} (K m/h)
08-14	800	731	-2363	2952	16	126
11-17	800	21	-3762	3176	38	569
14-20	800	-694	-2232	1552	1	-15

Tabla 1.1: Términos integrados del balance de energía, hasta el tope de la capa límite (z). Q_{lc} corresponde al cambio local de temperatura potencial; Q_{adv} término de advección de temperatura, Q_{con} convección de calor sensible; Q_{rad} término radiativo y Q_{res} el residual (Khodayar et al, 2007).

En el caso de cuencas o valles que tienen estancado el aire en su interior, como el caso de las cuencas Aziu y Sinbad (US), sí se produce el significativo enfriamiento nocturno y un desarrollo claro de CM diurno (Whiteman et al, 1996).

Se ha encontrado que el balance de energía en cuencas de gran extensión, como es el caso de Colorado Plateau, con 223175 Km² (Whiteman et al, 1999a), es más bien controlado por influencias de sistemas de escala sinóptica, que circulan por sobre la topografía. Esto se refleja en la ocurrencia de días sin destrucción de la inversión de temperatura nocturna, bajo condiciones de paso de dorsal y advección cálida sobre la cuenca.

La ciudad de Santiago se ubica en 33,5°S con 70,6°W, su clima es templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada. La precipitación anual alcanza los 312.5 mm en la estación de Quinta Normal (promedio climatológico entre años 1961-1990), concentrada en invierno, su humedad relativa es baja, con un promedio anual cercano al 70%, registra valores altos de amplitud térmica y el viento es de mayor intensidad durante el verano, con un promedio de 4 m/s, de dirección suroeste, mientras en invierno predominan los vientos calma. Estas características climáticas se encuentran controladas por la acción del anticiclón del Pacífico Sur, que permanece a lo largo del año en la región subtropical del Pacífico Suroriental, generando una

inversión de subsidencia sobre la región. Durante invierno algunos sistemas frontales pueden alcanzar la región, sin embargo, la variabilidad sinóptica de esta zona es limitada, con prevaencia de días despejados, mientras que la incursión de vaguadas costeras puede incrementar la subsidencia generada por la alta presión permanente, episodios durante los que se han registrado elevadas concentraciones de PM10 (Garreaud et al, 2002). Por otro lado, influye en su clima la topografía: Santiago se encuentra entre dos cordones montañosos, la cordillera de los Andes al este, con alturas promedio de 4500m y la cordillera de la costa hacia el oeste, con un promedio de altura de 1500m. La cuenca se limita al norte y al sur con montañas transversales, abarcando un área de 30 x 90 km² (Fig. 1.2).

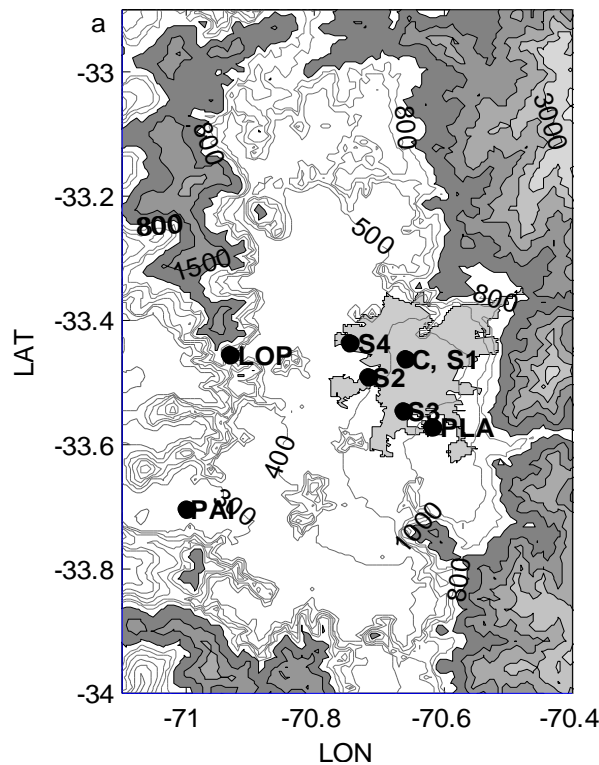


Fig. 1.2: Topografía de los alrededores de Santiago. Contornos desde 300 msnm a 1000 msnm cada 100 m y desde 1000 msnm a 3500 msnm cada 500 m, con la ubicación de las estaciones usadas en el estudio.

Si bien la cuenca de Santiago tiene características similares a la cuenca de Sinbad, que presenta similar aislamiento generado por la disposición del relieve, la evolución de su CM debería tener también un comportamiento similar, aunque es posible que el aporte del término de

advección de temperatura, tenga una incidencia significativa en la evolución de la CM en verano, avalado por la incursión de estratos en la zona poniente de la cuenca (Alcafuz, 2007).

2. Materiales y Métodos

2.1. Nefobasímetro y diagnóstico HCM

Este instrumento, ubicado en la terraza del DGF (punto C en Fig. 1.2), entrega perfiles verticales de reflectividad, en unidades de $(100000 \text{ srad km})^{-1}$, en adelante unidades de reflectividad (ur), con resolución espacial de 20 metros en la vertical y resolución temporal de 4 s. Para nuestro análisis, se calcularon promedios horarios de la variable, entre marzo y diciembre de 2007. Se eligió la hora local 14 para derivar la HCM, pues haciendo una revisión de los casos se observó que en horas más tempranas los perfiles de reflectividad presentaban más ruido en la señal, dada la presencia de una capa residual nocturna. Por otro lado, en horas más tardías la dilución vertical de los aerosoles produce perfiles verticales de reflectividad menos definidos.

El algoritmo utilizado para diagnosticar la HCM a partir de estos datos de reflectividad, es una adaptación del algoritmo descrito en Münkel et al (2007) y en general, ajusta una curva tipo bilineal a este perfil de reflectividad y ubica la altura de la capa de mezcla (HCM) en el punto medio de la curva que une las dos rectas asociadas a los perfiles de capa límite y de atmósfera libre (Fig. 2.1). Las modificaciones al algoritmo original, se refieren a permitir valores de inclinación a las rectas ajustadas al perfil más cercano a la superficie y al perfil de la atmósfera libre, pues se observa esta característica en los perfiles de reflectividad analizados para esta ciudad.

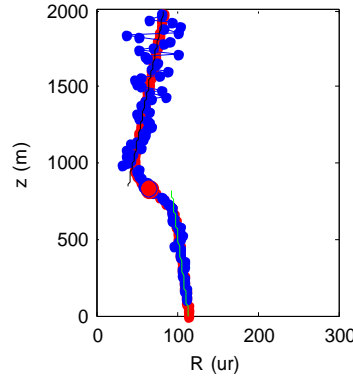


Fig. 2.1: Perfil de reflectividad 14 HL (azul) con ajuste de curva (rojo) y estimación de HCM (círculo rojo), día juliano 72 del año 2007.

Para obtener la HCM, entonces, se usaron los perfiles de reflectividad entregados por el instrumento $B(z)$ en (ur). Luego de construir perfiles horarios, se eliminaron los primeros 5 niveles, pues sus valores eran muy altos, debido al retorno posiblemente local. Al perfil de reflectividad hasta los 2000m sobre la superficie, se ajustó el siguiente perfil teórico:

$$(2.1) \quad B(z) = (a + bz)f + (c + dz)(1 - f)$$

donde f es una función de ponderación, definida por

$$(2.2) \quad f = \frac{1 + \operatorname{erf}((z - h)/s)}{2}$$

donde erf es la función error, tal que si $z \gg h$ el perfil será lineal, de la forma $B(z) = a + bz$, mientras si $z \ll h$, el perfil será de la forma $B(z) = c + dz$. En el algoritmo de Mönkel et al, los perfiles de atmósfera libre y de capa límite son constantes ($b = d = 0$), sin embargo, nuestras observaciones mostraron que la pendiente es usualmente positiva (negativa), sobre (bajo) el tope de la capa límite, razón por la cual fueron incluidos los parámetros b y d y se agregaron las siguientes condiciones:

$$b \geq 0$$

$$d \leq 0$$

$$s \geq 0$$

$$h \geq 0$$

$$(c + dh) - (a + bh) \geq 0$$

donde se destaca que la última condición fuerza a que la reflectividad sea mayor en la capa más cercana a la superficie.

Luego de ajustar los perfiles de reflectividad a todos los datos entre marzo y diciembre de 2007, a las 14 HL, se observó que en general, el algoritmo funciona satisfactoriamente durante días despejados con perfiles bien definidos, donde la reflectividad cerca de superficie, se diferencia notoriamente de la reflectividad en la capa superior. Sin embargo, durante días con niebla, estratos bajos, nubosidad asociada a sistemas frontales o precipitación, el perfil de reflectividad cercano a la superficie se aleja de la forma idealizada y el algoritmo se confunde con la presencia de reflectividad asociada a la nubosidad. Finalmente, se encontró que durante días despejados, pero con baja concentración de aerosoles cerca de la superficie, el algoritmo tampoco entrega una buena estimación de HCM, pues el perfil de reflectividad no tiene el contraste suficiente entre la capa límite y la atmósfera libre. Esta situación se observó especialmente, durante días de verano, donde la energía disponible es mayor, por lo que la HCM también es mayor y los aerosoles se diluyen en un volumen más grande.

Teniendo en cuenta las situaciones descritas en el párrafo anterior, en este estudio se analizará la evolución de CM durante días idealizados, es decir, días relativamente despejados, con el contraste suficiente entre la reflectividad de la capa cercana a superficie y la reflectividad de la capa superior, para asegurarnos que la estimación de HCM es correcta. A continuación, entonces, se describe el método para seleccionar días mayormente despejados en la cuenca de Santiago.

2.2. Elección de días despejados

De manera de estudiar sólo los días relativamente despejados en la cuenca, se usó un criterio de radiación solar. Se utilizaron para esto, datos horarios de radiación solar incidente de la estación La Platina, ubicada en la zona oriente de Santiago (Fig. 1.2, 'PLA'). Este criterio consiste en calcular, para todos los días del año 2007, la fracción (f) entre la radiación recibida en la estación La Platina (R_{ob}) y la radiación incidente teórica correspondiente a la misma ubicación (R_{teo}), entre la salida del sol y las 14 HL, que se calculó con las siguientes fórmulas (Stull, 1988, págs. 257-258):

$$(2.3) \quad \delta_s = \phi_r \cos\left(2\pi \frac{(d - dr)}{dy}\right)$$

donde δ_s es el ángulo de declinación solar, ϕ_r es la latitud del trópico de capricornio (-0.409 rad), d el día juliano, dr el día juliano del solsticio de verano (355) y dy el promedio de días por año (365.25). El ángulo de elevación solar, Ψ , se calcula como:

$$(2.4) \quad \sin(\Psi) = \sin(\phi) \sin(\delta_s) - \cos(\phi) \cos(\delta_s) \cos\left[\frac{(\pi(t + 4))}{12} - \lambda_e\right]$$

donde ϕ es la latitud en radianes, λ_e la longitud en radianes y t el tiempo en hora local. La transmisividad, T_k , en día despejado, se calcula como:

$$(2.5) \quad T_k = (0.6 + 0.2 \sin(\Psi))$$

La radiación solar incidente, en unidades de W/m^2 se calcula entonces, como:

$$(2.6) R_{teo} = ST_k \sin(\Psi)$$

donde S es la constante solar (1370 W/m^2).

Finalmente, el factor f será:

$$(2.7) f = \frac{\sum_{HL=1}^{14} R_{ob}}{\sum_{HL=1}^{14} R_{teo}}$$

En la ecuación 2.7 se calcula f , como el cociente entre las sumatorias de la radiación observada y la radiación teórica. Ambos datos se consideran desde la 1 HL, pues son nulos durante las horas sin radiación. En la figura 2.2 se puede observar la distribución de este factor durante el período de estudio, donde se destaca la estacionalidad de los valores bajos de f , con mayores días nublados durante el invierno. Los valores altos de f , se mantienen presentes durante todo el año. Destaca además un salto en la distribución de este factor, después del día juliano 300, que se podría atribuir a una limpieza del instrumento. Se debe mencionar que la estación de La Platina, al estar ubicada en la zona suroriente de la ciudad, no necesariamente representa las condiciones de nubosidad de toda la cuenca, pero fue elegida dada la escasez de estaciones automáticas que miden radiación en Santiago y la buena calidad de las mediciones, comparadas con los valores de radiación teórica. Los días despejados matinales serán, en nuestro criterio, los que sobrepasan el umbral de 0.85 en la fracción calculada f (Fig. 2.2). Se realizó una selección posterior, ocupando un criterio de error del ajuste al perfil de reflectividad y a esta base de datos se le eliminaron por inspección visual, los casos en que la estimación de HCM era claramente errónea debido a atmósferas con bajo contenido de aerosoles (perfiles de reflectividad muy suaves).

Los días que cumplieron el criterio de $f > 0.85$ fueron 151, considerando desde el día juliano 67 del año 2007, que entró en funcionamiento el nefobasímetro. Luego de la aplicación del criterio de error y la eliminación de casos con perfiles de reflectividad suaves, la base de datos final, entonces, representa días relativamente despejados matinales en Santiago y consta de 103 casos.

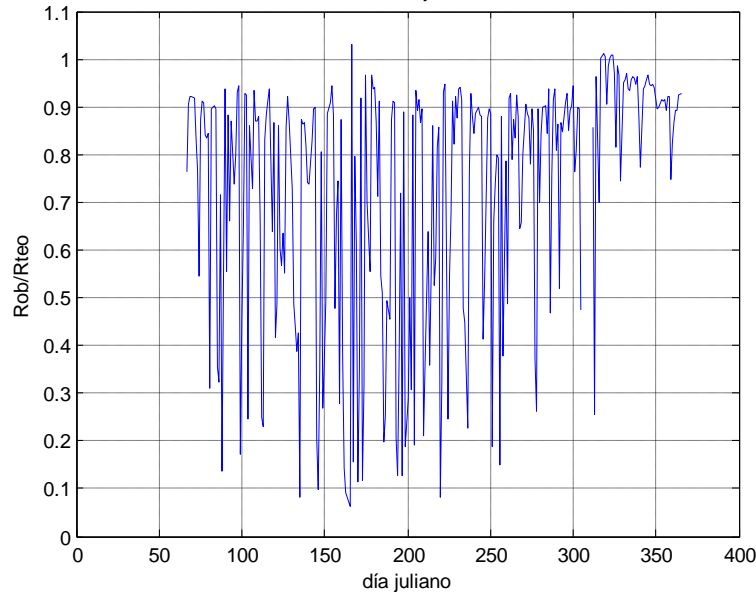


Fig. 2.2: Distribución del factor de radiación solar (f) en La Platina (zona sureste de Santiago), durante el año 2007.

2.3. Cálculo de índices para la cuenca

En la sección 3 se examina la relación de las HCMs derivadas del nefobasímetro con el balance de energía superficial y la estabilidad de la cuenca. Para establecer estas relaciones se calcularon los siguientes índices:

Fracción de energía ocupada en calentamiento y crecimiento de CM (F): Se compara la energía recibida en la cuenca con la energía ocupada en calentar y hacer crecer la CM durante la mañana, usando la suposición de crecimiento de CM tipo *encroachment* (ver sección 1.3.2), con la ecuación

$$(2.8) \quad F = \frac{A}{E}$$

donde A es el área de calentamiento de CM (Fig. 1.1), definido por

$$(2.9) \quad A \equiv \frac{1}{2} \rho c_p \Delta T H$$

con ρ , densidad del aire, c_p el calor específico a presión constante, H la altura de CM derivada del nefobasímetro y ΔT es la amplitud térmica de la cuenca, definida como

$$(2.10) \quad \Delta T = T_{s14} - T_{smin}$$

donde T_{s14} y T_{smin} son temperaturas promedio a 10 m, calculadas con datos horarios de 4 estaciones ubicadas en la cuenca de Santiago (Fig. 1.2, 'S1', 'S2', 'S3' y 'S4'), para las 14 HL y hora de la temperatura mínima respectivamente. Como se observa en la figura 1.2, las 4 estaciones se encuentran en la zona urbana de la cuenca y están ubicadas a alturas similares, bordeando los 500 m.

Por otro lado se define la energía disponible entre la HL de la temperatura mínima y las 14 HL, en la cuenca de Santiago, como E:

$$(2.11) \quad E \equiv \sum_{HL=t_{min}}^{14} R_{ob} \Delta t$$

donde R_{ob} es la radiación incidente en la estación La Platina (datos horarios), entre la hora de la temperatura mínima y las 14 HL y Δt es una hora. Se usaron los datos de la estación La Platina debido a su mejor calidad en comparación al resto de las estaciones disponibles.

Índice de advección de temperatura en la cuenca: Para cuantificar el valor de la advección de temperatura hacia la cuenca y así analizar su incidencia en el crecimiento de la CM diurna en Santiago, se usarán datos horarios de viento y temperatura a 10 m de la estación El Paico, ubicada en la entrada suroeste de la cuenca (Fig. 1.2, 'PAI'). El valor de la advección de temperatura se estimará con la fórmula:

$$(2.12) \quad Adv_T = -\frac{(T_s - T_{paic})}{\Delta x} u_{paic}$$

donde T_s es la temperatura promedio de la cuenca, T_{paic} es la temperatura en la estación El Paico, Δx es la distancia entre Santiago y la estación El Paico, estimada como 40 km y u_{paic} es el viento zonal en la estación El Paico. El índice de advección de temperatura se calculará, finalmente, como el promedio de los valores horarios de advección, entre 6 y 14 hora local:

$$(2.13) \quad IAT = \langle Adv_T \rangle_{6HL-14HL}$$

Gradiente vertical de temperatura potencial (Γ): para analizar la estabilidad inicial en la cuenca de Santiago se cuenta con escasa información meteorológica de altura, pues el radiosonda más cercano se lanza en Santo Domingo, ubicado en similar latitud que Santiago, pero en la zona costera, a nivel del mar. Para construir el índice que caracterice la estabilidad de la cuenca en la madrugada, se usaron, entonces, datos horarios de la estación automática Lo Prado, ubicada en la cordillera de la Costa (Fig. 1.2, 'LOP'), cuya altura sobre la cuenca es de 480 m (H_{lp}), por lo que

puede representar la temperatura atmosférica a ese nivel, hecho avalado por Rutllant y Garreaud (1995), que encontraron una buena correlación entre la temperatura en esta estación y la temperatura de atmósfera libre, en 900 hPa. Los índices calculados son Γ_{obs} (gradiente vertical de temperatura potencial observado) y Γ_{enc} (gradiente vertical de temperatura potencial estimado con modelo *encroachment*), definidos como

$$(2.14) \quad \Gamma_{obs} \equiv \frac{1}{H_{lp}} \left(T_{lp} - \langle T_{smin} \rangle + \frac{g}{c_p} H_{lp} \right)$$

donde T_{lp} es la temperatura a 10 m en Lo Prado, promediada entre 6 HL y 8 HL, $\langle T_{smin} \rangle$ es la temperatura de la cuenca a 10 m (usando las estaciones S1, S2, S3 y S4), promediada entre 6 HL y 8 HL, g es la aceleración de gravedad, c_p el calor específico a presión constante y H_{lp} es la altura sobre el terreno de la estación Lo Prado (480 m).

Por su parte, Γ_{enc} se calcula mediante la fórmula:

$$(2.16) \quad \Gamma_{enc} \equiv \frac{\Delta T}{H}$$

donde ΔT es la amplitud térmica de la cuenca de Santiago, calculada en 2.10 y H es la altura de la capa de mezcla en Santiago a las 14 HL, estimada con datos del nefobasímetro.

Climatología LAPRASS: Una herramienta observacional disponible para estudiar el comportamiento de los perfiles verticales de temperatura en Santiago, es el perfilador acústico LAPRASS de la estación La Platina. El LAPRASS, sin embargo, estuvo en funcionamiento durante años anteriores a la realización de este estudio, por lo que se usarán sus datos para comparar con la estructura vertical de temperatura supuesta en el estudio. Se construirán, para

este efecto, dos índices de estabilidad usando datos de temperatura vertical de las 6 HL, del año 1998:

$$(2.17) \quad \Gamma_{472} = \frac{1}{\Delta z} \left(T_{472} - T_2 + \frac{g}{c_p} \Delta z \right)$$

$$(2.18) \quad \Gamma_{233} = \frac{1}{\Delta z} \left(T_{233} - T_2 + \frac{g}{c_p} \Delta z \right)$$

donde T_{472} , T_{233} y T_2 son las temperaturas medidas en la estación La Platina (torre) a los 472 m, 233 m y 2 m respectivamente, y Δz es la distancia vertical, 470 m y 231 m respectivamente. El gradiente entre 2m y 472 m es comparable con Γ_{obs} , mientras Γ_{233} nos dará una idea de la forma del perfil más cerca de la superficie. Se construirán también, perfiles verticales de temperatura promedio a las 6 HL, para invierno y verano en la cuenca de Santiago, usando los datos proporcionados por el LAPRASS.

2.4. Comparación de observaciones con modelación de mesoescala

Se usarán resultados obtenidos de una modelación con MM5 versión 3, no hidrostático (modelo de mesoescala de PSU/NCAR, ver detalles en Grell et al, 1994), para el período comprendido entre el día 19 de junio y 2 de julio de 2007 (ver detalles de la modelación en capítulo 5). Para comparar la situación sinóptica entregada por la modelación con observaciones, se usarán cartas sinópticas (análisis de la variable presión en superficie) de días y horas representativas de similar período de la modelación, realizadas por el Servicio Meteorológico de la Armada de Chile (SMA).

3. Modelos teóricos

En este capítulo se realiza un análisis teórico del comportamiento de las variables consideradas significativas en este estudio, que determinan el crecimiento de la CM diurna, de manera de entender su influencia en el desarrollo de la CM diurna y comparar con los resultados observacionales. Se usarán, para este efecto, parámetros representativos de una superficie urbana, de manera de estimar el comportamiento de estas variables simulando condiciones parecidas a las de la ciudad de Santiago, aunque no se podrá asegurar que todos los parámetros elegidos sean los correspondientes a la ciudad de Santiago, pues no se tienen las mediciones necesarias para demostrarlo.

3.1. Balance de energía teórico para Santiago

En esta sección se estudia analíticamente el balance de energía superficial, con el objetivo de identificar qué factores controlan la fracción entre el calor sensible y la radiación solar incidente en la superficie. Esta fracción será más adelante comparada con estimaciones hechas en base a los datos disponibles en Santiago.

Se realizó una estimación teórica de los componentes del balance de energía entre la salida del sol y las 14 HL, con el modelo de ecuaciones básicas de balance de energía superficial (Garrat, 1992, pág. 116) (3.1).

$$(3.1) \quad R_{net} - Q_G = Q_H + Q_E$$

donde R_{net} es la radiación neta, Q_H el calor sensible, Q_E el calor latente y Q_G el calor al subsuelo. Por otro lado

$$(3.2) \quad R_{net} = R_{s_{down}} - R_{s_{up}} + R_{t_{down}} - R_{t_{up}}$$

donde $R_{s_{down}}$ es la radiación solar (onda corta) incidente, $R_{s_{up}}$ es la radiación solar reflejada, $R_{t_{down}}$ la radiación terrestre (onda larga) incidente y $R_{t_{up}}$ la radiación emitida por la superficie.

Los flujos de calor al suelo y calor latente se estimaron con las fórmulas 3.3 y 3.4 (Stull, 1988):

$$(3.3) \quad Q_G = X R_{net}$$

$$(3.4) \quad Q_E = \frac{(R_{net} - Q_G)}{(1+\beta)}$$

Se le asignó un valor de 0.1 a la constante X, como lo recomienda Stull (1988), mientras el valor de la razón de Bowen (β) fue en principio de 5, tomando el valor medio de los resultados de Christen y Vogt (2004), para una superficie urbana compuesta por concreto, yeso y ladrillo en su mayoría, ubicada en el centro de Europa. La radiación solar incidente ($R_{s_{down}}$) fue calculada con fórmulas descritas en la sección 2.2., la radiación solar reflejada ($R_{s_{up}}$) se estimó usando un valor de albedo de 0.3 y la radiación de onda larga emitida por la superficie ($R_{t_{up}}$) se calculó con fórmula de emisión de cuerpo gris (3.5):

$$(3.5) \quad R_{t_{up}} = \varepsilon \sigma T^4$$

El valor de la emisividad (ε) se asumió de 0.9 por las características de la ciudad, σ es la constante de Stefan-Boltzmann y como T se usó la temperatura del aire, a falta de datos de temperatura superficial en la cuenca. T fue tomada como constante para los períodos de invierno y verano respectivamente, usando datos de las 4 estaciones usadas para representar la cuenca de Santiago (Fig. 1.2, estaciones S1, S2, S3 y S4, temperatura a 10 m) y calculando un valor promedio para el período correspondiente.

Por último, la radiación de onda larga emitida por la atmósfera ($R_{t_{down}}$) se estimó usando la fórmula de Brunt (Kjaersgaard et al, 2007):

$$(3.6) \quad R_{t_{down}} = \sigma T^4 (A + B \sqrt{e})$$

Los valores de las constantes A y B fueron 0.64 y 0.044 respectivamente, combinación usada por la Organización de Alimentación y Agricultura de las Naciones Unidas (FAO) en la estimación de $R_{t_{down}}$, que fue comparada con observaciones y mostró buena correlación (Kjaersgaard et al, 2007), mientras e, presión de vapor en milibares, se calculó con:

$$(3.7) \quad e = \left(\frac{HR}{100}\right) 6.11 e^{\frac{(17.27 T_c)}{(T_c+243.5)}}$$

donde T_c es la temperatura del aire en grados Celsius. Al igual que en el caso de la temperatura, se usó un promedio de humedad relativa (HR) con datos de 4 estaciones de la cuenca, para períodos de invierno y verano. Un resumen de los parámetros ocupados en este balance de energía se encuentra en la Tabla 3.0.

	dj 170 (invierno)	dj 365 (verano)
lat	-33.567	-33.567
lon	-70.633	-70.633
T (°C)	10	20
HR (%)	70	55
albedo	0.3	0.3
ε	0.9	0.9
β	5	5

Tabla 3.0: Parámetros usados en la estimación de los componentes del balance de energía superficial, para días de invierno y verano.

Los valores de flujo de calor sensible (Q_H) fueron calculados entre 7 (5) HL y 14 HL, para un día representativo de invierno (verano), con un intervalo de 5 minutos, lo que permitió la estimación de la fracción F (área bajo la curva de Q_H /energía recibida), como sigue:

$$(3.8) \quad F = \frac{\sum_{HL(Tmin)}^{14 HL} Q_H}{\sum_{HL(Tmin)}^{14 HL} R_{s down}}$$

La ecuación 3.8 es una forma distinta a la usada en la ecuación 2.9, para calcular F, pues en este caso se usó un Q_H conocido, a diferencia de la ecuación 2.9, donde se usa una estimación del área de calentamiento, conociendo la HCM a las 14 HL y la amplitud térmica de la cuenca (ΔT).

Los componentes del balance de energía superficial teórico se muestran en la figura 3.1, donde se observa, para los parámetros usados, que el calor sensible tiene valores significativos, respecto del resto de los componentes, tanto en invierno como en verano. La fracción de energía ocupada en calentamiento corresponde, según este modelo teórico, a un 0.43 en invierno y un 0.48 en verano, es decir alrededor de 45% de la energía solar recibida será ocupado en calentar la capa límite.

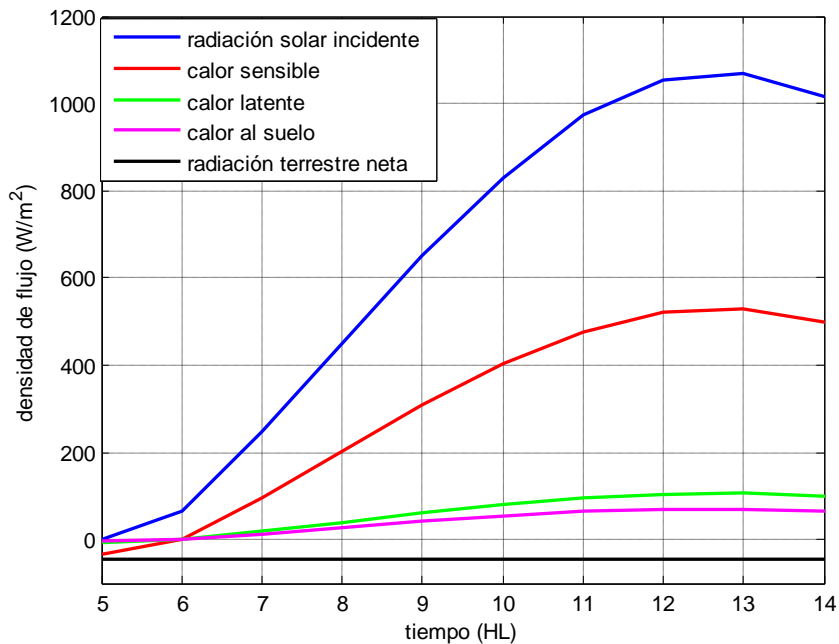
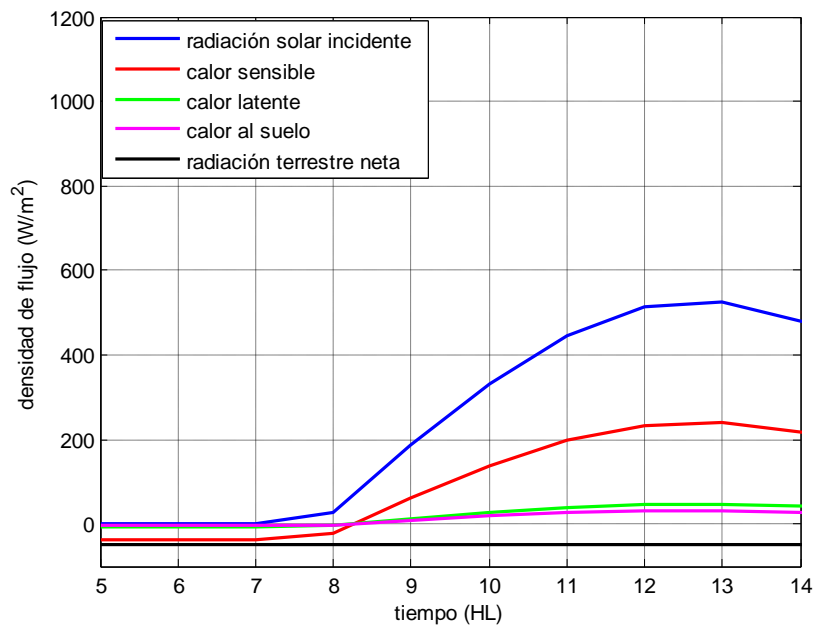


Fig. 3.1: Componentes teóricos del balance de energía superficial, día juliano 170 (superior) y 365 (inferior) entre la salida del sol y 14 HL.

Se calculó la sensibilidad de la fracción F con los parámetros de albedo y razón de Bowen, manteniendo constante la temperatura y la humedad relativa, que corresponden a valores promedios en la ciudad de Santiago. La fracción F no cambia significativamente al variar la temperatura, pero el cambio es levemente más notorio al variar la humedad relativa, registrando menores valores de F al disminuir la humedad relativa (no mostrado). En la figura 3.2 se observa que la sensibilidad de F con el albedo es alta, mientras que con la razón de Bowen, la variación

de F es menos significativa, a excepción del rango entre 0.1 y 2 de razones de Bowen. Este comportamiento de F es similar para el día representativo de invierno y de verano.

Para finalizar el análisis del balance de energía superficial teórico, se calcularon los porcentajes de energía correspondientes a cada componente de este balance (Tabla 3.1), donde se verifica la significancia del flujo de calor sensible, con porcentajes de 43% y 48% de la energía solar recibida, en invierno y verano respectivamente. Un 30% es reflejado, siendo la pérdida de radiación por onda larga, con 15% y 7% de energía otro de los componentes importantes dentro de este balance.

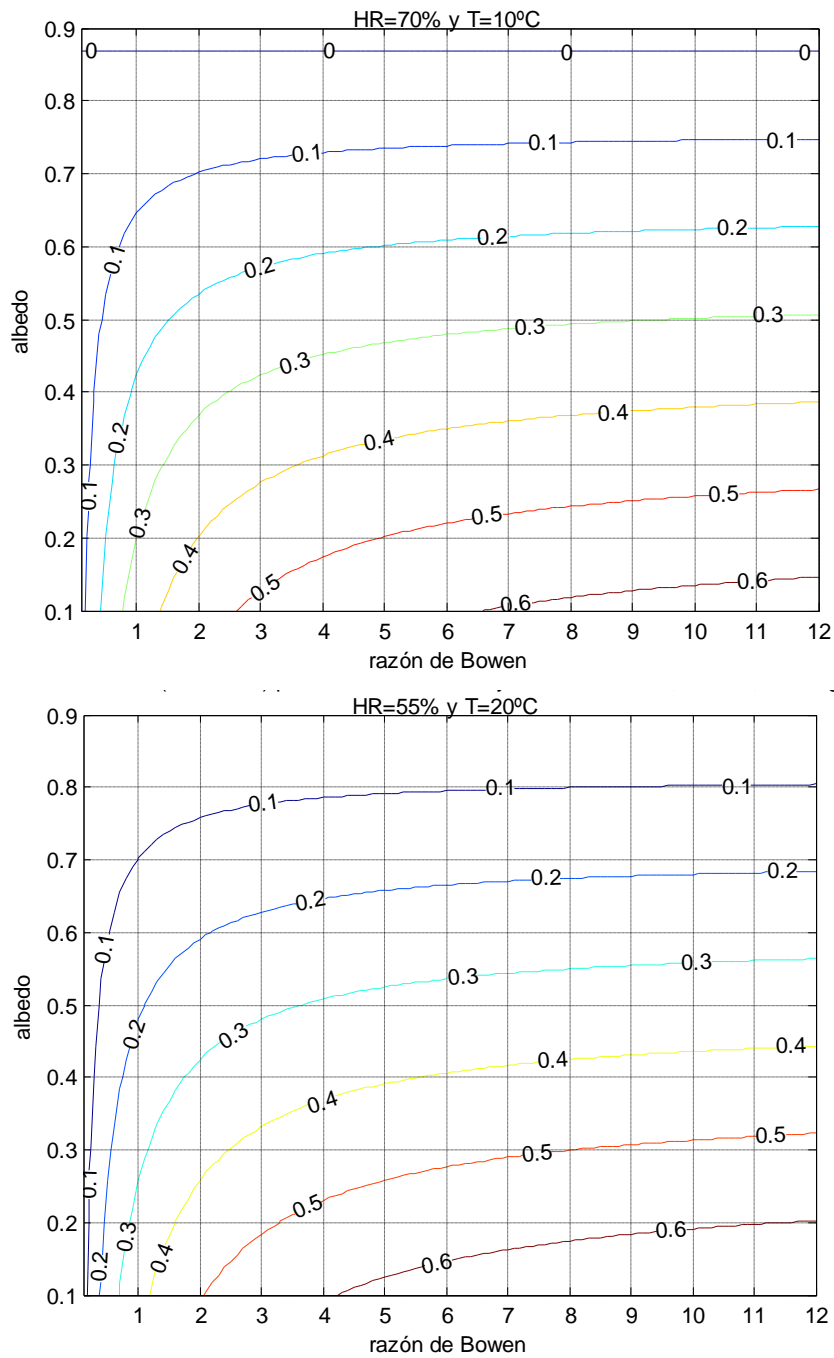


Fig. 3.2: Valores de F para distintos albedos y razón de Bowen en Santiago, día juliano 170 (superior) y 365 (inferior), usando temperatura y humedad relativa promedio para la época del año.

	Porcentajes (%)						
	Día juliano	Rad solar inc	Calor sensible	Calor latente	Calor al suelo	Pérdida OL	RS reflejada
invierno	170	100	43	8	6	15	30
verano	365	100	48	10	6	7	30

Tabla 3.1: Porcentajes de la radiación solar incidente ocupados en los distintos componentes del balance de energía superficial, para días de invierno y verano.

Como se mostrará más adelante, los valores de F obtenidos con este balance de energía teórico son más altos que los obtenidos en el análisis observacional de este estudio, por lo que el valor de alguno de los parámetros podría tener una mala estimación. Este parámetro podría ser, por ejemplo, la razón de Bowen, a la que se le da un valor distinto en el siguiente análisis.

3.2 Crecimiento de capa de mezcla

3.2.1 Modelo de crecimiento de capa de mezcla

Se aplicó un modelo de crecimiento de capa de mezcla, para estimar el efecto de los parámetros calor sensible superficial y estabilidad inicial, en la evolución de las variables principales de CM. Este modelo teórico se desarrolla a partir de cuatro ecuaciones básicas de CM (Garrat, 1992, págs. 145-164):

$$(3.9) \quad \frac{d\theta}{dt} = \frac{(\overline{w\theta_0} - \overline{w\theta_h})}{h} + adv$$

$$(3.10) \quad \frac{d\Delta}{dt} = \gamma \left(\frac{dh}{dt} - w \right) - \frac{d\theta}{dt}$$

$$(3.11) \quad \overline{w\theta_h} = -\Delta \left(\frac{dh}{dt} - w \right)$$

$$(3.12) \quad \overline{w\theta_h} = -B \overline{w\theta_0}$$

donde θ es temperatura potencial de la capa de mezcla (Fig. 3.3), $\overline{w\theta_0}$ el flujo de calor sensible superficial, $\overline{w\theta_h}$ el flujo de calor sensible en el tope de CM, h es la altura de CM, adv es la advección térmica en la capa límite, Δ la diferencia de temperatura potencial en el tope de CM, entre el perfil en la CM y el perfil en la atmósfera libre, γ el gradiente de temperatura potencial inicial, w la velocidad vertical y B el parámetro de *entrainment*. Las forzantes del sistema son el flujo de calor sensible superficial, la subsidencia y la estabilidad inicial, mientras que la variable independiente es el tiempo y las dependientes son la temperatura, la altura de capa de mezcla y la diferencia de temperatura potencial en el tope de CM.

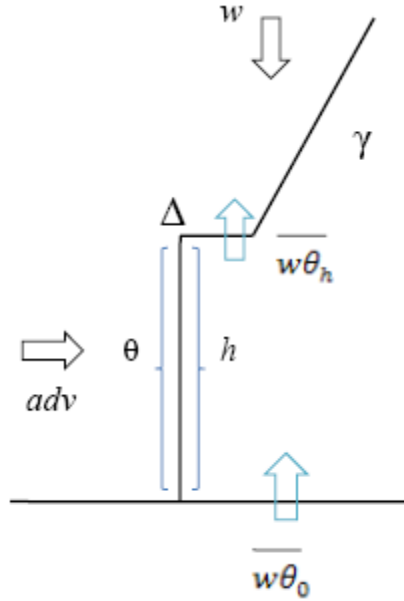


Fig. 3.3: Esquema de parámetros del modelo de crecimiento de CM.

La ecuación (3.9) representa el cambio local de temperatura en la CM, que está conducido por el flujo de calor sensible y la advección térmica, considerando que ésta sólo ocurre en la CM. La ecuación (3.10) describe el cambio local de la diferencia de θ , la ecuación (3.11) describe el flujo de calor en el tope de la CM y la ecuación (3.12) corresponde a la hipótesis de cierre turbulento del modelo.

Estas ecuaciones se combinaron, llegando a dos ecuaciones que permiten conocer la evolución de HCM, en función de los parámetros *entrainment*, subsidencia, flujo de calor sensible superficial, perfil inicial de temperatura potencial y advección térmica.

$$(3.13) \quad \frac{dh}{dt} = B \frac{\overline{w\theta_0}}{\Delta} + w$$

$$(3.14) \quad \frac{d\Delta}{dt} = \left[\gamma \frac{B}{\Delta} - \frac{(1+B)}{h} \right] \overline{w\theta_0} - adv$$

El flujo de calor sensible superficial fue estimado también, con un modelo de ecuaciones básicas de energía, tal como se desarrolló en la sección 3.1 (ecuación (3.1)) con sus parámetros razón de Bowen, emisividad, temperatura y radiación terrestre incidente.

3.2.2 Análisis de sensibilidad

Las soluciones numéricas del modelo teórico, compuesto por las ecuaciones (3.13) y (3.14), para el período de un año, permiten la estimación de la relación del área de calentamiento de CM (A) con la energía disponible (E), relación que se comparará, posteriormente, con la estimada con las observaciones. Estas variables se calculan con las ecuaciones 2.9 y 2.11, pero usando los parámetros y soluciones del modelo teórico, como sigue:

$$(3.15) \quad A = \frac{1}{2} \rho C_p (\theta_{14} - \theta_0) h_{14}$$

$$(3.16) \quad E = \sum_{t_{ss}}^{t_{14}} (R_{s_{down}} \Delta t)$$

donde ρ es la densidad del aire, C_p su calor específico a presión constante, θ_{14} es la temperatura potencial a las 14 HL calculada por el modelo teórico, θ_0 es la temperatura potencial al inicio del crecimiento de CM, que se consideró con un valor de 283K para todos los días del año, h_{14} es la altura de la CM calculada por el modelo teórico, $R_{s_{down}}$ es la radiación incidente calculada con la ecuación 2.6, mientras t_{ss} y t_{14} son la hora de la salida del sol y las 14 HL y Δt es una hora.

Se analiza, entonces, el comportamiento de esta relación a través del año y cómo cambia según los distintos parámetros de CM, en los siguientes gráficos (Figs. 3.4 y 3.5), con los valores de los parámetros usados en el caso control, indicados en la tabla 3.2.

parámetros	valores
advección t°	0
β	3
albedo	0.3
B	0.02
estabilidad ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)	0.0225
subsistencia	0

Tabla 3.2: Parámetros ocupados en caso control, para análisis de sensibilidad de la relación energética A/E.

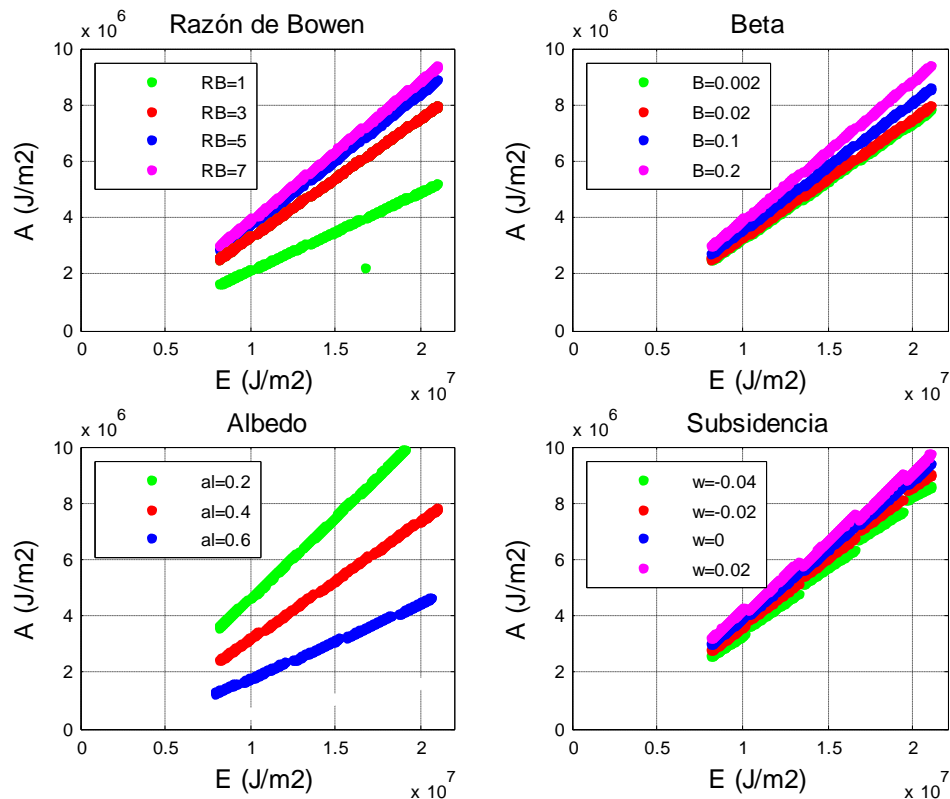


Fig. 3.4: Variación de la relación A/E con advección nula, para distintos parámetros en Santiago, según modelo teórico.

En todos los casos estudiados (Figs. 3.4 y 3.5) se observó una relación directa entre la energía solar recibida y el área de calentamiento de CM, es decir, a mayor energía recibida, mayor el área de calentamiento en la CM en desarrollo. La variación de la razón de Bowen, produce variación en la relación área de calentamiento/energía solar, sobre todo para valores bajos de razón de Bowen, haciendo que el área de calentamiento sea menor para la misma cantidad de energía solar recibida (Fig. 3.4 superior izquierda). La variación del parámetro de

entrainment (Fig. 3.4 superior derecha) también hace variar la relación, produciendo mayores valores de área de calentamiento a mayores valores de parámetro de *entrainment*, aunque es menor el efecto respecto de la razón de Bowen. Los distintos valores de albedo también producen variación en la relación energética de CM, de la forma de mayores áreas de calentamiento, para menores valores de albedo (Fig. 3.4 inferior izquierda). El efecto de la subsidencia en la relación energética no produce tanta variación en ésta, comparado con el efecto de los demás parámetros (Fig. 3.4 inferior derecha).

Finalmente el efecto de la advección térmica (Fig. 3.5) muestra que éste puede ser importante en la relación energética de CM, pues una advección de $-1^{\circ}\text{C}/\text{h}$, hace disminuir aproximadamente $2 \cdot 10^6 \text{ J}/\text{m}^2$ el área de calentamiento de CM, respecto a condiciones de advección nula.

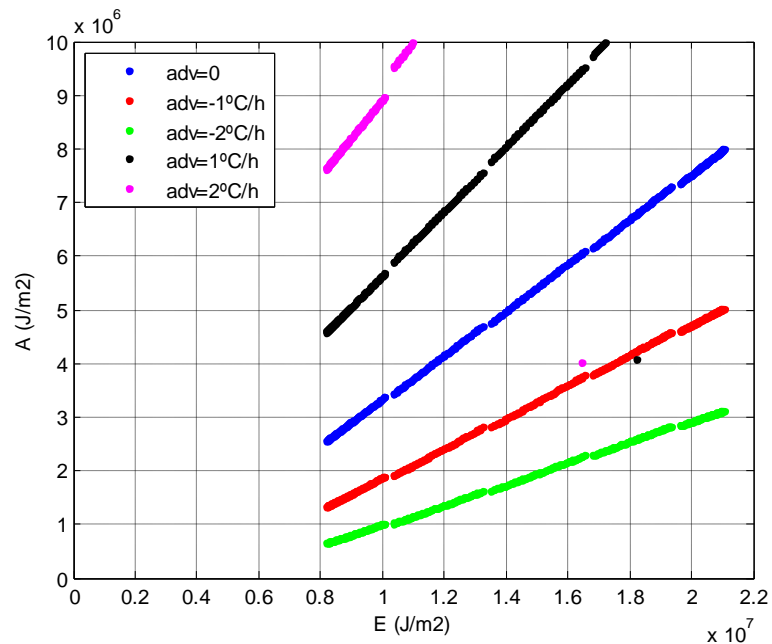


Fig. 3.5: Variación de la relación A/E, para distintos valores de advección térmica en Santiago, según modelo teórico.

3.2.3 Análisis de la estabilidad inicial

Otra variable importante en el crecimiento de CM es el perfil inicial de temperatura potencial, la que se analizó graficando el efecto que tiene sobre otros parámetros de capa de mezcla, usando el modelo teórico anteriormente descrito (Fig. 3.6). La relación energética (A/E) no presenta mucha variación al variar la estabilidad inicial, ni tampoco al variar los valores de subsidencia (Fig. 3.6a). La HCM a las 14 HL presenta una variación significativa con distintas estabilidades iniciales y además con distintos valores de subsidencia, produciendo menores valores de HCM, incluso de 100 m aproximadamente en invierno, con mayores valores de subsidencia (Fig. 3.6b). Los valores de amplitud térmica también presentan una notoria variación con distintos valores de estabilidad inicial, aunque esta variación es más dramática con la variación de la subsidencia (Fig. 3.6c). Por último se analiza la estabilidad estimada por el modelo *encroachment* (Fig. 3.6d), calculada como

$$(3.17) \quad \Gamma_{\text{enc}} = \frac{(T_{14} - T_0)}{h_{14}}$$

donde h_{14} es la altura de CM a las 14 HL, calculada por el modelo teórico, T_{14} es la temperatura a las 14 HL y T_0 es la temperatura al inicio del cálculo. Según este análisis, se observa que Γ_{enc} prácticamente es similar a la estabilidad inicial introducida al modelo teórico, en el caso con subsidencia 0, sin embargo cambia notoriamente al variar la subsidencia.

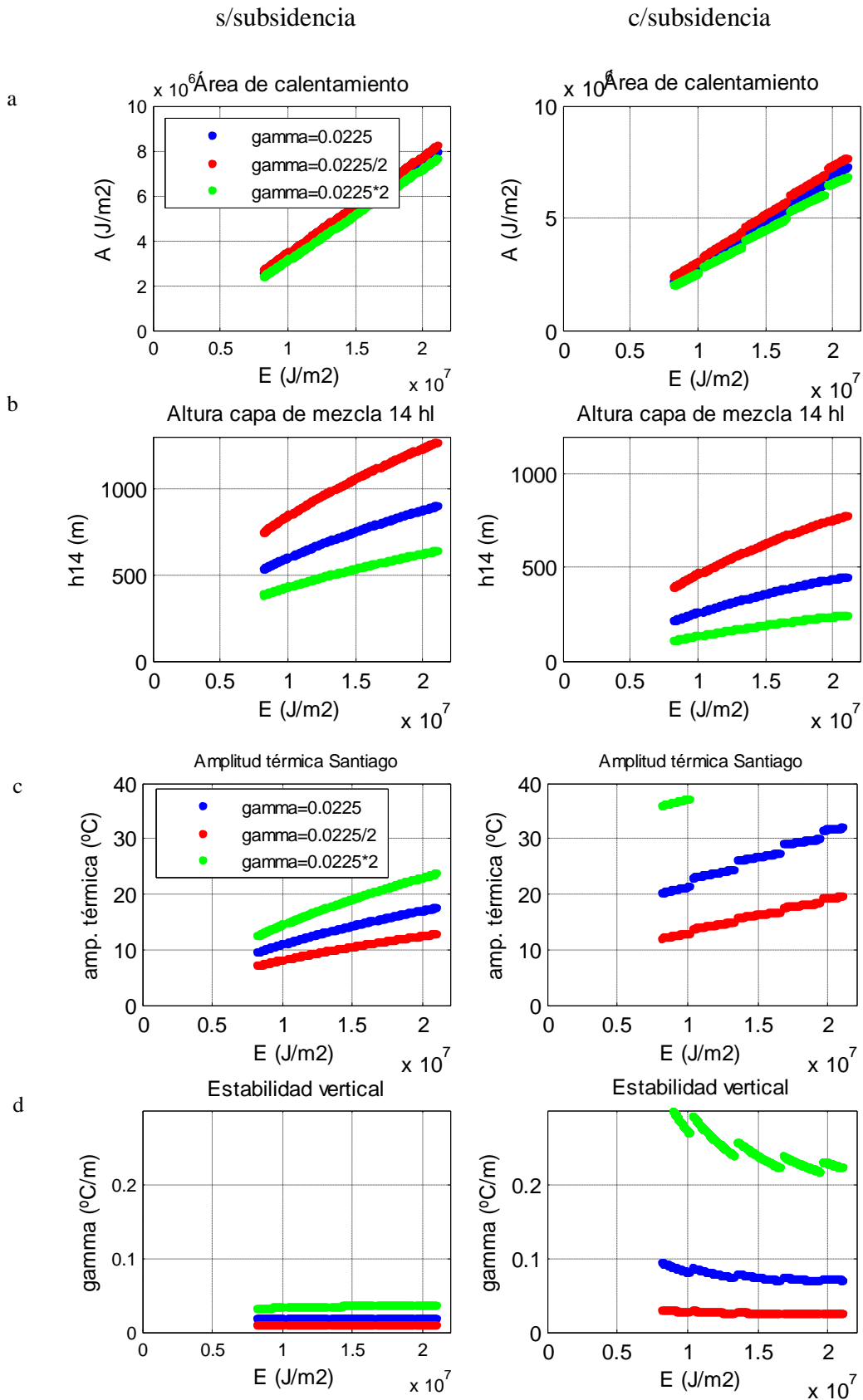


Fig. 3.6: Relación entre E y distintos parámetros de CM, para distintas estabilidades, con subsidencia de -0.04 (m/s)/sin subsidencia (derecha/izquierda), según modelo teórico para Santiago 2007.

A continuación se examina en forma más profunda, la relación entre la estabilidad inicial (estabilidad introducida al modelo) y la estabilidad final (Γ_{enc} , calculada con modelo *encroachment*) (Fig. 3.7). Para distintos valores de subsidencia, se observó que esta relación cambia de una relación casi lineal para $w=0$, a valores de estabilidad mayores que los introducidos al modelo, incluso de 4 veces el valor inicial para el caso de subsidencia de -0.04 m/s. Esto significa que sin subsidencia, la estimación de la estabilidad, usando las suposiciones del modelo *encroachment*, es buena; sin embargo, si existieran valores significativos de subsidencia, no se tendría una buena estimación de la estabilidad, con las suposiciones del modelo *encroachment*.

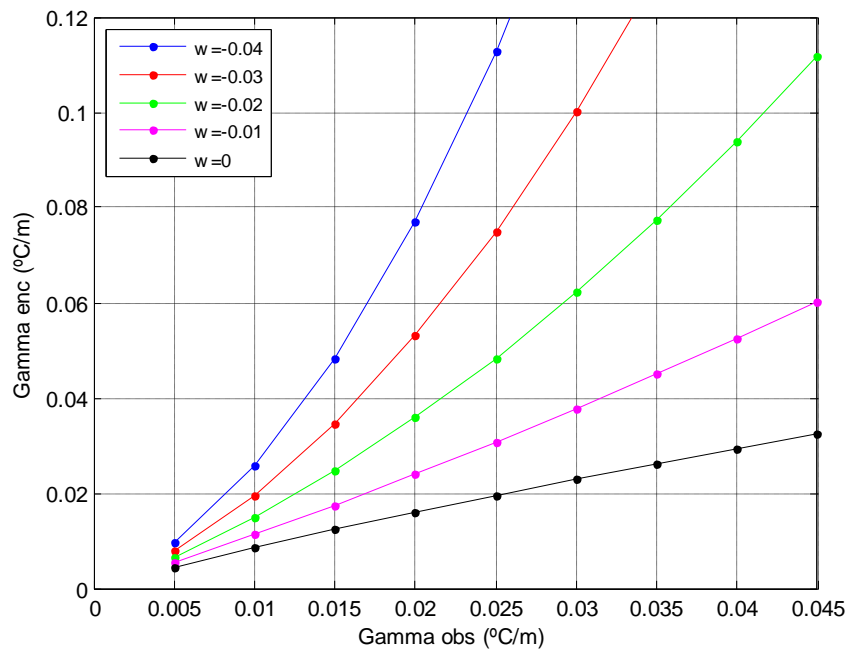


Fig. 3.7: Relación entre gamma inicial y gamma enc, día de invierno, según modelo teórico, Santiago 2007.

4. Resultados observacionales

4.1. Altura de capa de mezcla

Las alturas de capa de mezcla, calculadas con perfiles de reflectividad mediante el algoritmo descrito en el capítulo 3, a las 14 HL en Santiago, muestran un ciclo anual marcado (Fig. 4.1), registrando las menores alturas durante el invierno. Se observa además, mayor dispersión de HCM durante los meses de noviembre y diciembre (estación de verano).

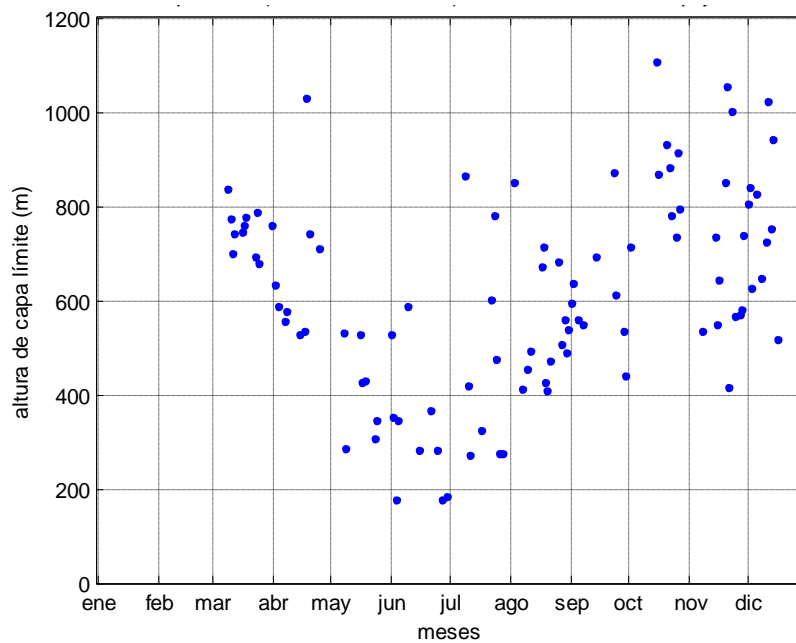


Fig.4.1: Alturas de capa de mezcla estimadas con observaciones del nefobasímetro, durante días despejados en la cuenca de Santiago, 14 hora local, año 2007.

Las estadísticas de las HCMs obtenidas de datos del nefobasímetro, se muestran en la Tabla 4.1, en la que se puede verificar que la mayor dispersión de los datos se da en los meses de verano.

Período	mar-abr	may-jun	jul-ago	sep-oct	nov-dic
Datos disponibles (%)	77	92	98	93	84
Días despejados	20	17	23	18	25
HCM 14 hl promedio (m)	708	361	520	734	737
1º cuartil (m)	611	282	413	595	577
3º cuartil (m)	766	455	654	872	842
desviación estandar (m)	119	129	174	173	175

Tabla 4.1: Estadísticas de la altura de capa de mezcla estimadas con observaciones del nefobasímetro, durante días despejados en la cuenca de Santiago, 14 hora local, año 2007.

En cuanto al desarrollo de CM, fue posible observar casos prácticamente ideales (Fig. 4.2), donde se destaca la diferencia marcada entre los valores de reflectividad cercanas a superficie y en la atmósfera libre (Fig. 4.2a). Este tipo de casos, además, se destacó por presentar un crecimiento de HCM casi lineal en el tiempo (Fig. 4.2b).

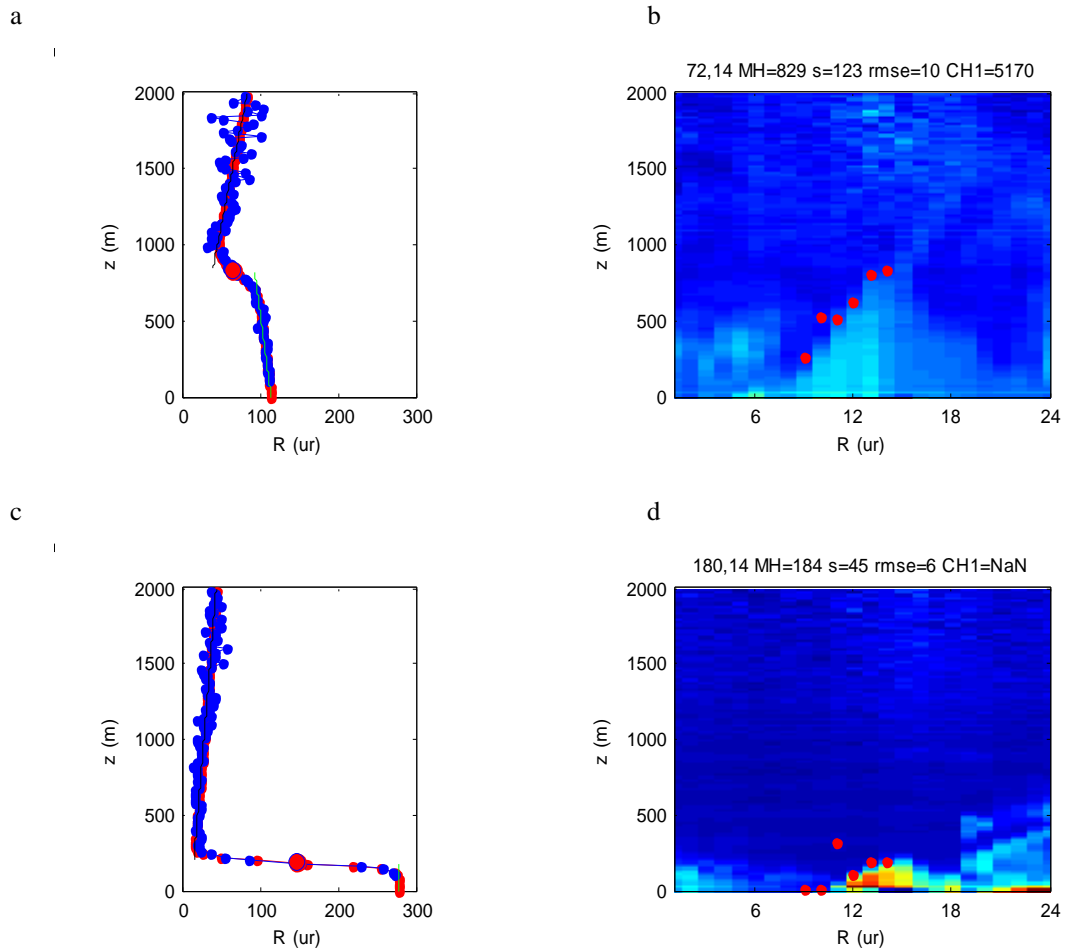


Fig.4.2: Perfil de reflectividad 14 HL (a y c) con ajuste de curva (rojo) y estimación de HCM (círculo rojo); reflectividad horaria (b y d) con estimaciones de HCM (círculos rojos) entre las 9 y 14 HL, día juliano 72 y 180 del año 2007.

Se observaron también, especialmente en invierno, desarrollos someros de CM (Fig. 4.2 c y d). Estos casos presentan valores altos de reflectividad cercanos a la superficie (Fig. 4.2c) y un escaso desarrollo de CM, registrando valores bajos de HCM a las 14 HL (Fig. 4.2d).

4.2. Balance de energía superficial en la cuenca

4.2.1. Relación entre HCM y flujo de calor sensible superficial

Se calculó la energía ocupada en calentar y hacer crecer la CM (término A definido en sección 2.3). En seguida se calculó un factor (F) entre la energía solar recibida en La Platina hasta las 14 HL y esta área de calentamiento (ver detalles en la sección 2.3), cuyo comportamiento anual se muestra en la figura 4.3. El factor F registró una media de 0.33, lo que indica que en promedio, bajo las suposiciones asumidas, se ocupa un 33% de la energía solar recibida en Santiago, durante días despejados, en calentar y hacer crecer la CM hasta las 14 HL.

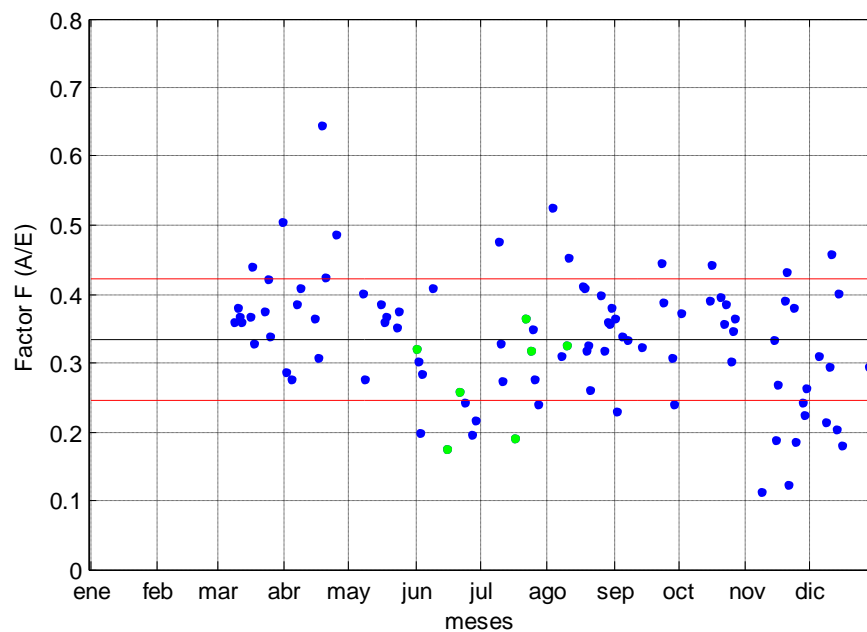


Fig.4.3: Distribución del factor F, durante días despejados en Santiago, año 2007. En verde días con precipitación durante el día anterior.

La relación entre el área de calentamiento de CM y la energía recibida, durante días despejados en Santiago, se muestra en la figura 4.4. Se observa claramente una relación lineal entre estas variables, tal como se estimó con el modelo teórico (Fig. 3.4), siendo la curva correspondiente a una razón de Bowen 3, albedo 0.3, B 0.02, advección y subsidencia nulas, la

que más se asemeja a la relación energética observacional. Se destaca, sin embargo, una gran cantidad de días fuera de esta relación después del día juliano 316 aproximadamente, valores que se podrían explicar con valores de advección negativos, de entre $-2^{\circ}\text{C}/\text{h}$ y $-1^{\circ}\text{C}/\text{h}$, según la figura 3.5. Los días en color verde registraron precipitación el día anterior y por consiguiente se encuentran por debajo de la curva de la relación A/E, debido al cambio en el balance de energía superficial producido por el incremento de humedad en el suelo.

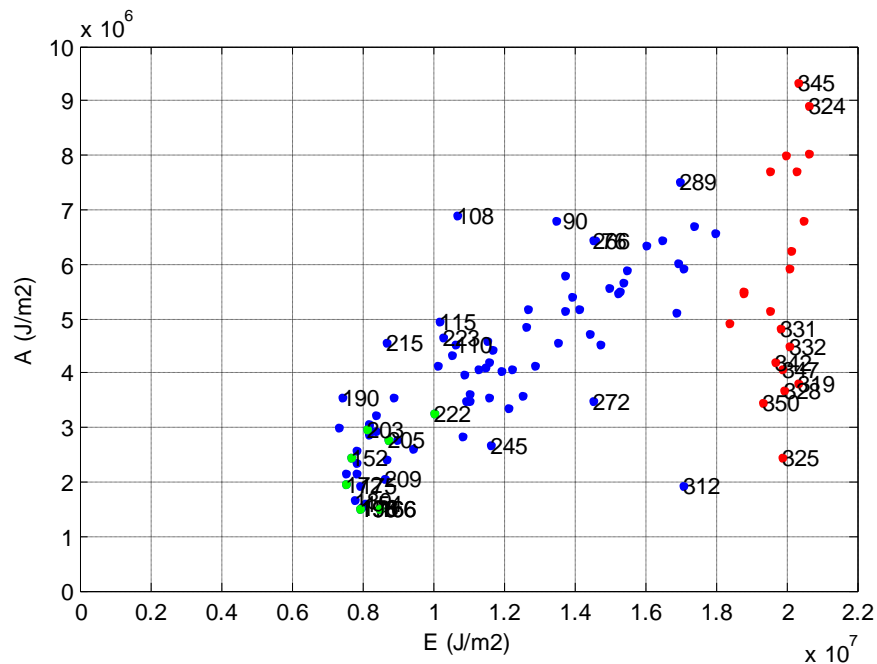


Fig. 4.4: Dispersión entre E (energía recibida entre salida del sol y 14 HL) y A (área de calentamiento de CM, entre salida del sol y 14 HL), días despejados cuenca de Santiago 2007. Los números indican días fuera de la desviación estándar de F, puntos rojos corresponden al día juliano 316 en adelante y días en verde presentaron precipitación el día anterior.

4.2.2. Índice de advección térmico

De manera de observar si existe una relación entre los días que se encuentran fuera de la relación típica de A/E (Fig. 4.5), durante verano y la advección de temperatura hacia la cuenca de Santiago, se construyó un índice de advección entre 6 y 14 HL, el período de crecimiento de CM (ver detalles en la sección 2.3). Este índice se muestra en la figura 4.5a y como se infirió, los días de mayor advección fría se producen en verano y coinciden en su mayoría con días en que la relación A/E es relativamente baja. La dispersión entre el índice y F (A/E) muestra, por otro lado (Fig. 4.5b), que los días con advección fría alta se encuentran bajo el valor promedio de F, mostrando que la advección de aire desde la capa límite marina al oeste puede ser importante en el balance de energía superficial de la cuenca de Santiago.

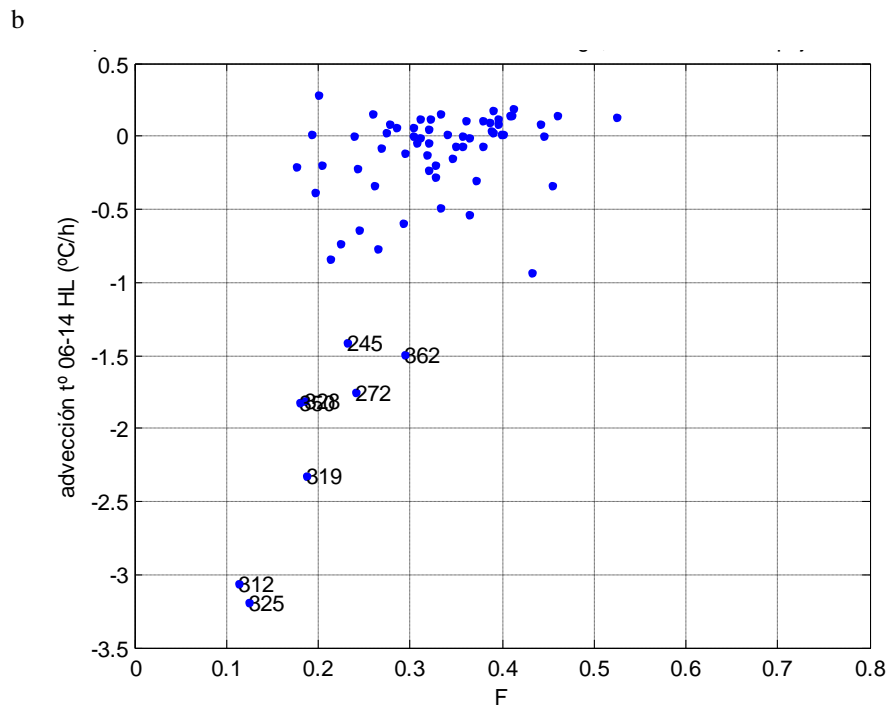
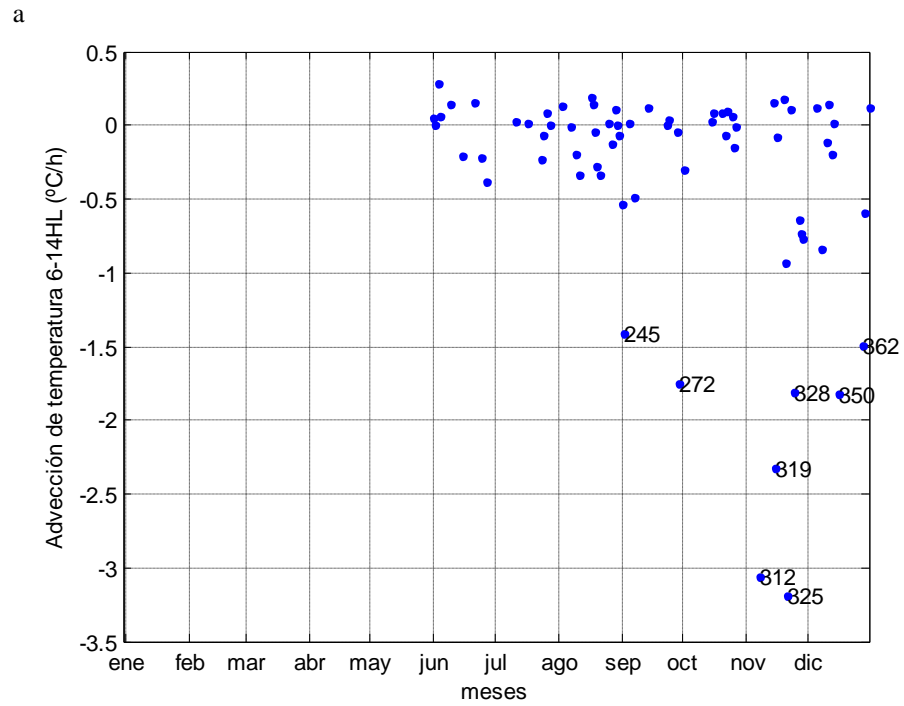


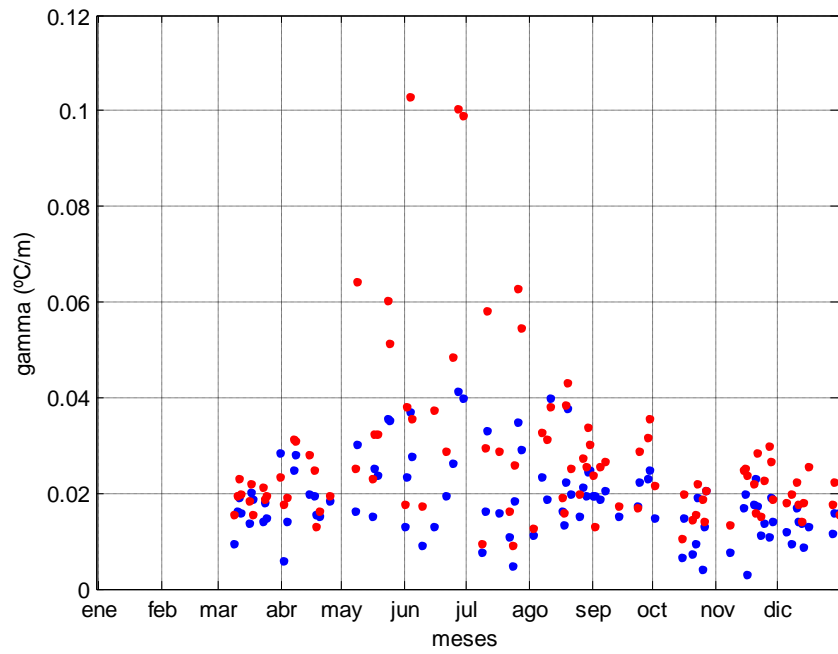
Fig.4.5: (a) Índice de advección de temperatura, de 6 a 14 HL, indicados días de advección menor a -1°C/h . (b) Dispersión entre F e índice de advección de temperatura, días despejados cuenca de Santiago 2007.

4.3. Estabilidad inicial

4.3.1. Relación entre perfil vertical de temperatura potencial inicial y perfil vertical de temperatura potencial estimado con modelo *encroachment*

Otra variable que determina directamente el crecimiento de la CM, es la estabilidad inicial. Para diagnosticar la forma de este perfil inicial de temperatura potencial (θ) y a falta de datos de altura en este período, se construyeron gradientes de θ a partir de datos en la estación Lo Prado (a 480 m sobre Santiago) y se compararon con lo pronosticado por la suposición de un perfil inicial de θ lineal (ver detalles en la sección 2.3). En la figura 4.6a se muestran estos gradientes y se observa que, en general, los valores del gradiente observado y del gradiente pronosticado con el modelo *encroachment* son similares, con algunas excepciones. Estos días excepcionales se pueden observar en la figura 4.6b, destacados, donde también se observa la relación entre ambos gradientes. Es notorio en esta figura, 3 casos que tienen un comportamiento alejado de la relación (DJ 154, 178 y 180), los que presentan gradientes iniciales de θ altos y cuyos gradientes pronosticados son más que el doble del valor observado.

a



b

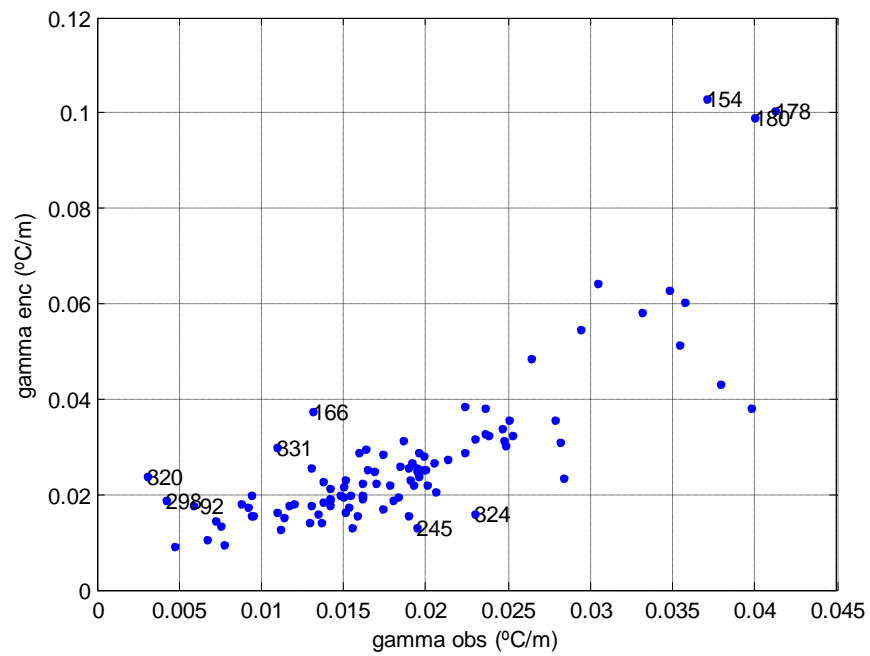


Fig. 4.6: (a) Gradientes verticales de θ , con temperatura en Lo Prado (azul) y con suposición de modelo *encroachment* (rojo). (b) Dispersión entre ambos gradientes, días despejados, indicados días fuera de la desviación estándar de la relación $\text{gamma enc}/\text{gamma obs}$, Santiago 2007.

Para explicar las discrepancias entre Γ_{obs} y Γ_{enc} se postulan dos mecanismos posibles:

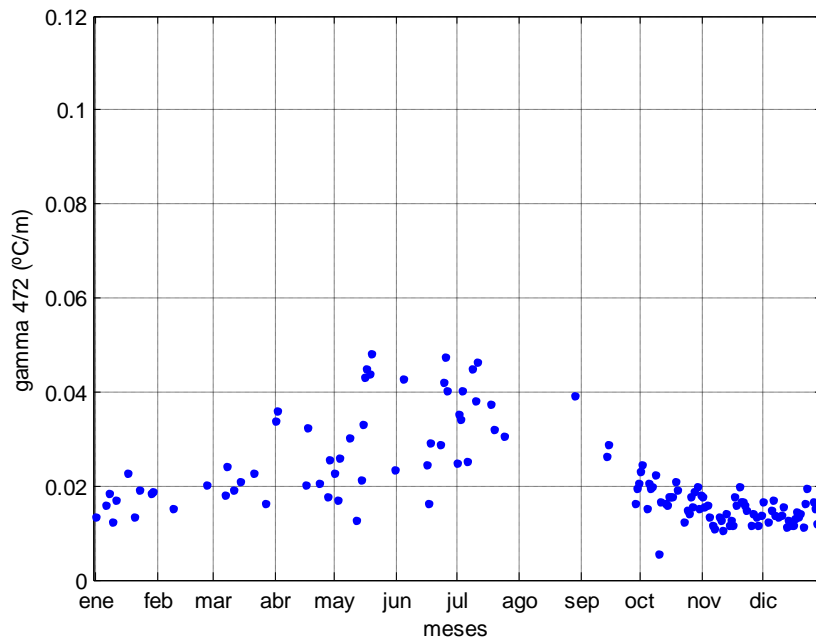
- i) subsidencia
- ii) no linealidad del perfil inicial de temperatura en la cuenca

En la sección 3.2.3 ya se mostró que efectivamente la subsidencia podría producir grandes discrepancias entre Γ_{obs} y Γ_{enc} . En la sección siguiente exploraremos el mecanismo ii, con datos históricos de perfiles de temperatura de LAPRASS, que nos permitirán evaluar la no linealidad del perfil de temperatura nocturno en la cuenca de Santiago

4.3.2. Climatología datos LAPRASS

Las observaciones de LAPRASS La Platina, permitieron conocer las características de los perfiles verticales de θ , durante días despejados del año 1998 en Santiago. En la figura 4.7 se muestran dos indicadores de estabilidad, calculados usando datos de las 6 HL, entre las alturas de 2m y 472m (cercana a estación Lo Prado) y entre 2m y 233m (mitad del tramo), alturas elegidas para permitir la comparación con los gradientes calculados durante el período de estudio (2007). El gradiente de θ para el tramo completo de altura, muestra valores con un promedio cercano a 0.02°C/m, con mayor dispersión en invierno. Existe una gran similitud entre estos valores y los calculados para el período de estudio (Fig. 4.6a). La estabilidad en el tramo inferior, por otro lado, se muestra en la figura 4.7b, donde destacan mayores valores en comparación al primer indicador (Fig. 4.7a), durante el período de invierno.

a



b

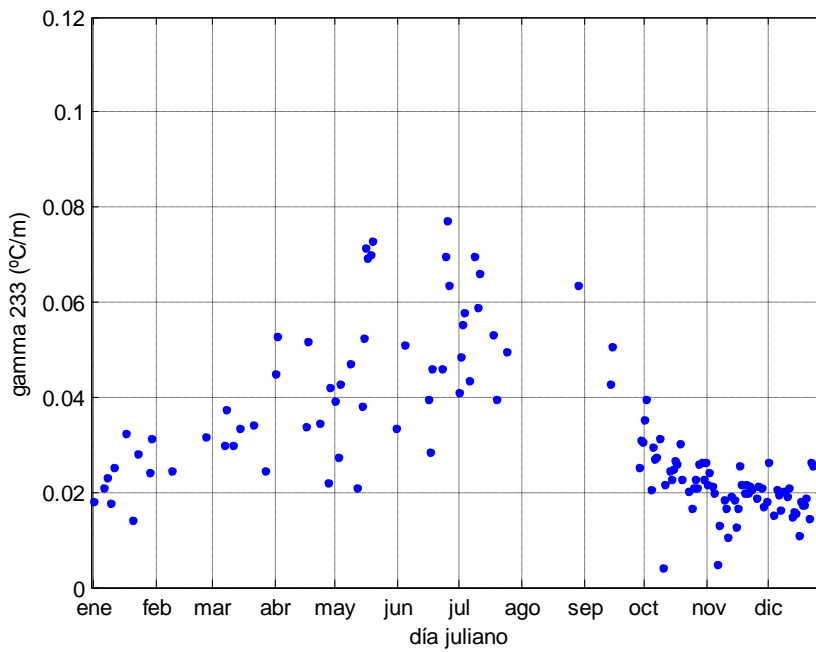


Fig. 4.7: (a) Gradientes verticales de θ , entre 2m y 472m;(b) Gradientes verticales de θ , entre 2m y 233m, datos LAPRASS La Platina, días despejados, Santiago 1998.

Para establecer una comparación entre la mitad inferior y la superior del tramo de CM hasta la altura de la estación Lo Prado, se calcularon los gradientes de θ entre 2m y 233m; y entre 233 y 472m. Estos resultados se muestran en la figura 4.8 en forma de dispersión, quedando determinado que la estabilidad en el tramo más cercano a la superficie, es más alta que la estabilidad en el tramo de CM superior.

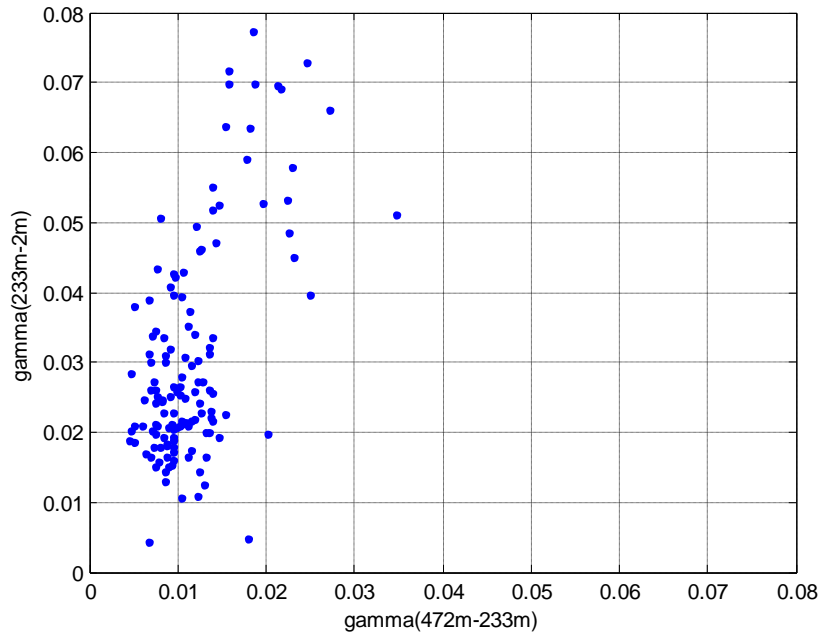
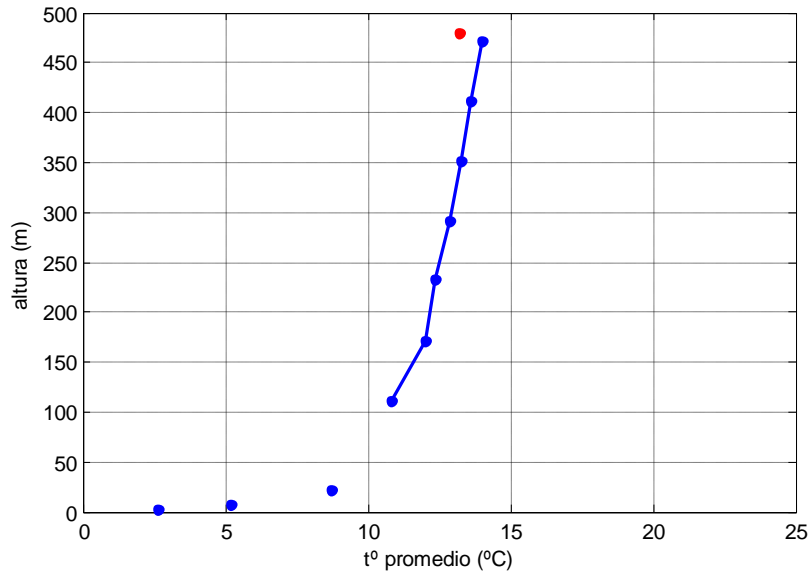


Fig. 4.8: Dispersión entre gradientes verticales de θ , entre 233m y 472m y entre 2m y 233m, datos LAPRASS La Platina, días despejados, Santiago 1998.

Otra forma de verificar la existencia de esta no linealidad en el perfil de temperatura inicial se presenta en la figura 4.9, donde se muestran los perfiles de temperatura promedio para invierno y verano. El perfil de invierno (Fig. 4.9a) se caracteriza por una inversión de temperatura marcada cerca de superficie (hasta el dato de la estación La Platina, 22m), que se suaviza hacia alturas superiores, llegando a ser casi isotermal, entre 200m y 500m. La situación en verano es similar (Fig. 4.9b) siendo el perfil de aproximadamente 100m hacia arriba, prácticamente isotermal. Se observa además, en los dos períodos, que la temperatura en Lo Prado tiene una buena coincidencia con la temperatura entregada por el perfilador radioacústico.

a



b

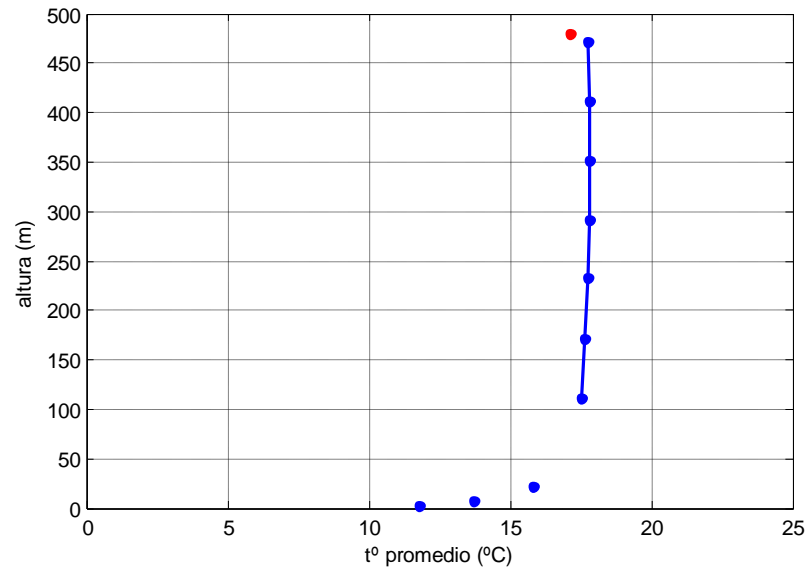


Fig. 4.9: Perfiles verticales de temperatura 6 am, LAPRASS La Platina entre 112m y 472m (trazo), temperaturas estación La Platina (puntos azules) y temperatura en estación Lo Prado (puntos rojos), (a) invierno y (b) verano, días despejados, Santiago 1998.

De acuerdo a estos resultados del LAPRASS, la no linealidad del perfil inicial de θ puede ser importante e incidir en el crecimiento de la CM diurna, sobre todo en días con alta estabilidad (Fig. 4.6), donde se observó que las alturas de CM alcanzadas durante el calentamiento fueron más bajas que los valores promedio de la estación (Tabla 4.1).

5. Resultados modelación MM5

Se realizó una modelación numérica de mesoescala, usando el modelo MM5 para el período comprendido entre los días 19 de junio al 2 de julio del año 2007. La simulación consta de 3 dominios anidados (Fig. 5.1). El primero abarca desde el océano Pacífico Suroriental a la costa de Chile, el segundo cubre la zona Central de Chile y parte del océano adyacente con 10 km de resolución, mientras el dominio 3 contiene principalmente la cuenca de Santiago, con una resolución de 3,3 km, cada uno con 32 niveles verticales. Se usaron, en general, parametrizaciones estándar, que se describen junto con los datos usados en la tabla 5.1.

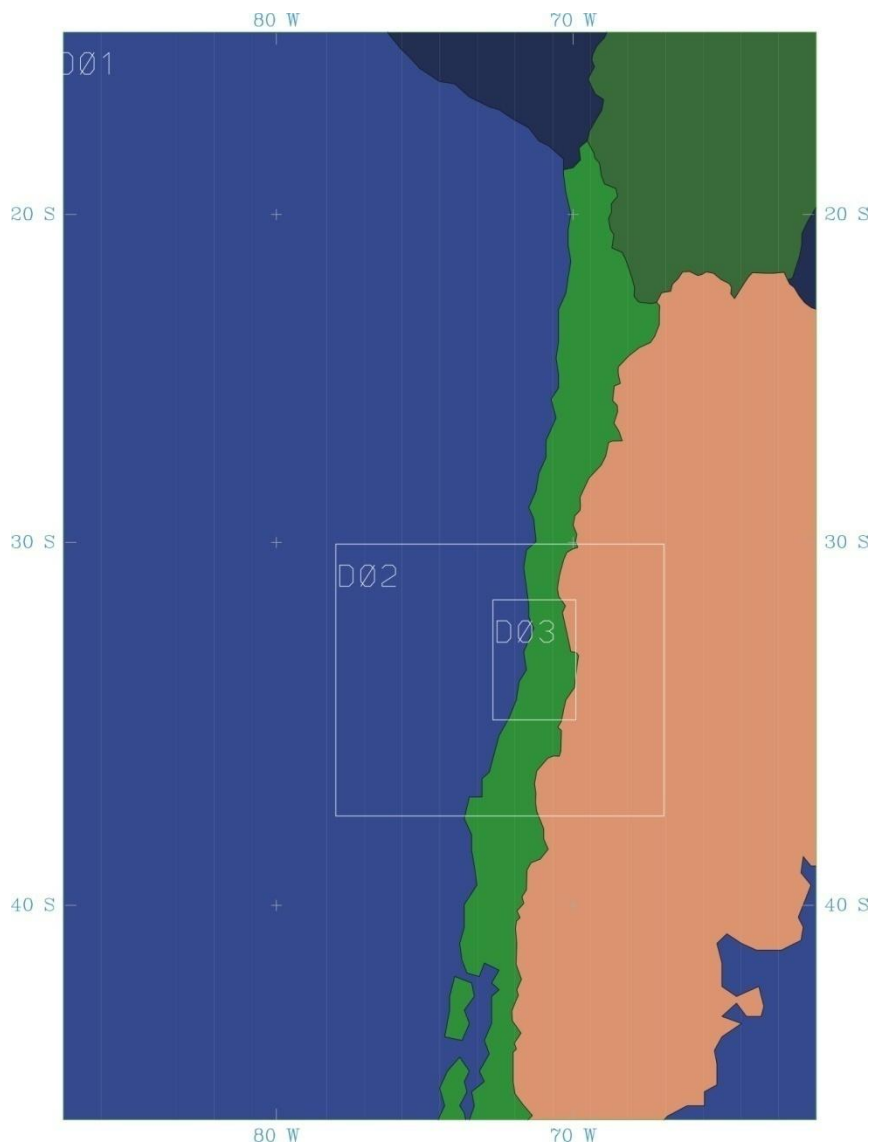


Fig. 5.1: Cobertura espacial de los 3 dominios usados en la modelación con MM5.

Parametrizaciones físicas		
Turbulencia	Gayno-Seaman	Tipo TKE
Radiación	LW/SW Dudhia	c/30 minutos
Microfísica	Simple ice (Dudhia)	
Suelo	Force-restore	
Convección	No	
Datos		
SST	AMSR-E (www.smi.com)	Constante en el tiempo
Tipos de suelo	USGS-24 clases	
Topografía	5 min y 2 min (9 km y 4 km)	
Condiciones de borde	NCEP/NCAR Reanálisis	

Tabla 5.1: Parametrizaciones y datos usados en la modelación con MM5.

La figura 5.2 muestra el uso de suelo del dominio 3 de la modelación, con su descripción en la tabla 5.2. Se puede observar que el tipo de suelo asignado a la ciudad de Santiago es urbano (tipo 1), cuyas características principales son el bajo albedo, la mitad del valor ocupado en las estimaciones teóricas (sección 3.1), además de la baja disponibilidad de agua superficial. Los alrededores de la ciudad, también parte de la cuenca, tienen suelos tipo 2, cuya principal diferencia con el suelo urbano es la mayor disponibilidad de agua superficial (60%), debido a la mayor cantidad de vegetación.

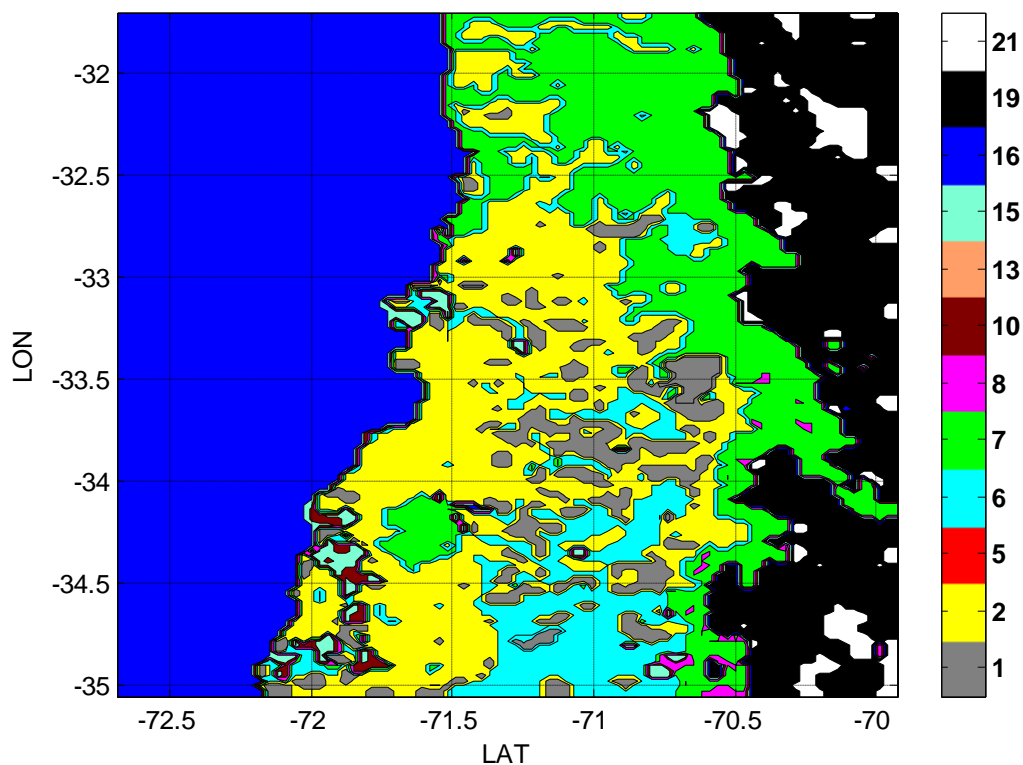


Fig. 5.2: Uso de suelo en el dominio 3, de la modelación en MM5.

Características						
Clase	Nombre	Albedo (%)	Disponibilidad de agua superficial (%)	Emisividad (% a 9 μm)	Rugosidad superficial (cm)	Inercia térmica (cal cm ⁻² k ⁻¹ s ^{-1/2})
1	Urban	15	10	88	80	0.03
2	Drylnd Crop. Past.	23	60	92	5	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	23	40	92	5	0.04
6	Crop./Wood Mosc	20	60	93	20	0.04
7	Grassland	23	30	92	10	0.04
8	Shrubland	25	20	88	10	0.04
10	Savanna	20	15	92	15	0.03
13	Evergrn. Braodlf.	12	50	95	50	0.05
15	Mixed Forest	14	60	94	50	0.06
16	Water Bodies	8	100	98	.01	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	5	85	10	0.02
21	Wooden Tundra	50	90	93	30	0.05

Tabla 5.2: Parámetros asociados a los usos de suelo presentes en la cuenca de Santiago, según modelación MM5.

Para realizar el análisis de los resultados de la modelación, se construyeron promedios espaciales, usando parte de los datos del dominio 3, específicamente los puntos de grilla ubicados en la cuenca de Santiago (Fig. 5.3), de manera de obtener un valor representativo de las variables de crecimiento de CM para la cuenca y compararlo con las observaciones del nefobasímetro y de las estaciones representativas.

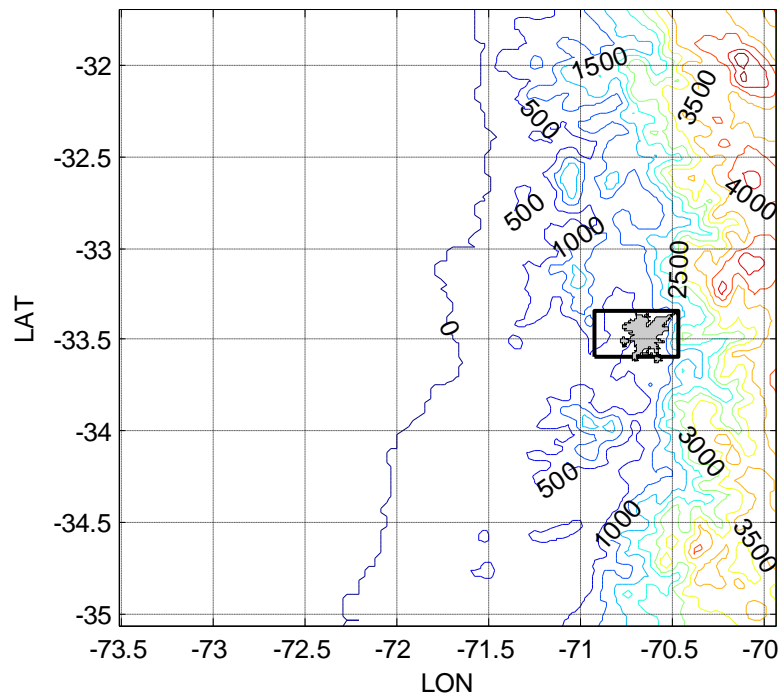


Fig. 5.3: Topografía del dominio 3 de la modelación con MM5, en gris contorno de la ciudad de Santiago. El rectángulo indica la zona usada para construir promedios espaciales representativos de la cuenca.

El período simulado se caracteriza por contener 2 casos de desarrollos de CM someras (días julianos 178 y 180), por lo que la modelación permitiría comprender qué factores influyeron en el comportamiento de la HCM durante estos días. Comparando con las observaciones, además, se podrá testear la calidad de la modelación para capa límite en la cuenca de Santiago.

5.1. Variables de CM

La HCM calculada por el modelo MM5, además de la HCM derivada del nefobasímetro se muestra en la figura 5.4. En general, se observan dos comportamientos respecto de HCM, tanto en observaciones como en modelación, con el primer período con HCMs alrededor de los 500m, mientras que el segundo período presenta HCMs más bajas, cercanas a los 200m. El segundo período, desde el día juliano 177, presenta buena similitud entre las HCMs simuladas por MM5 y las alturas observadas. El primer período, en cambio, no muestra coincidencia entre ambas HCM, aunque cabe considerar que durante este período, las HCM filtradas para la base de datos final fueron solamente las correspondientes a los días julianos 172, 175, 178 y 180.

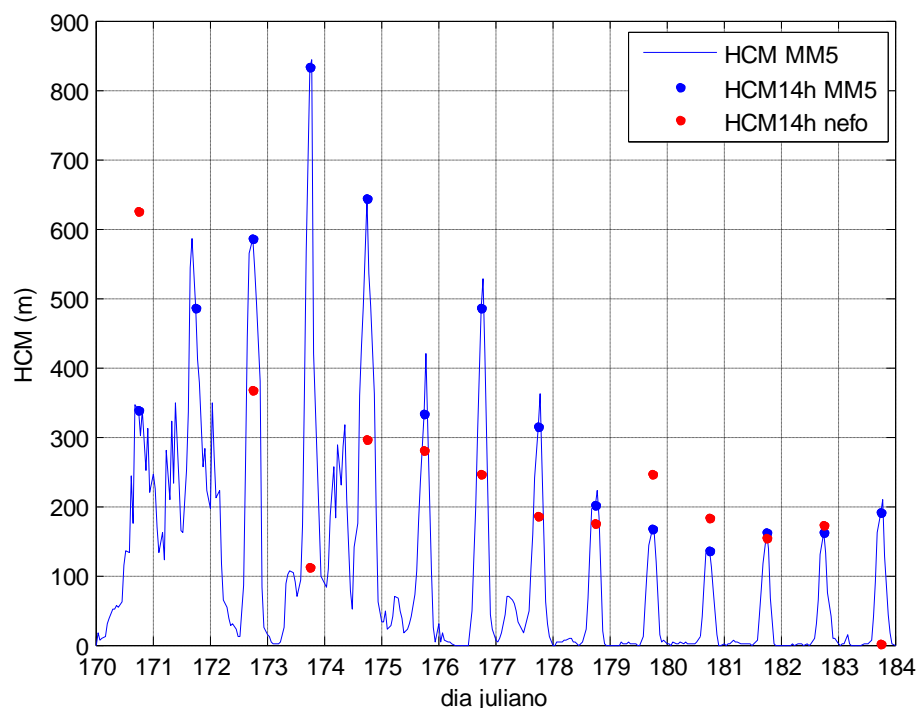


Fig. 5.4: Alturas de CM (modelada y observada), durante invierno de 2007, en la cuenca de Santiago.

En la figura 5.5 se muestra una comparación entre la amplitud térmica a 10 m simulada por la modelación y las observaciones (temperatura promedio de la cuenca a 10 m, capítulo 2, fórmula 2.10). La amplitud térmica simulada fue calculada como la diferencia de temperatura (interpolación a 10m) entre la hora de la temperatura mínima usada en las observaciones y las 14

HL. En el análisis destaca una baja similitud entre ambas, siendo los valores de amplitud térmica mayoritariamente subestimados por la modelación. Este error es más significativo entre los días julianos 178 y 180, con una subestimación cercana al 50% en la estimación de la amplitud térmica de la modelación en este período. Durante el día 171, sin embargo, la simulación sobreestima el valor de amplitud térmica, pues el valor real muestra una amplitud térmica negativa, es decir, la temperatura a las 14 HL fue menor a la temperatura a la hora de la mínima, debido quizá a un evento de advección de temperatura fría en la cuenca. Se observa además, que la amplitud térmica real es más variable que la modelada, durante todo el período.

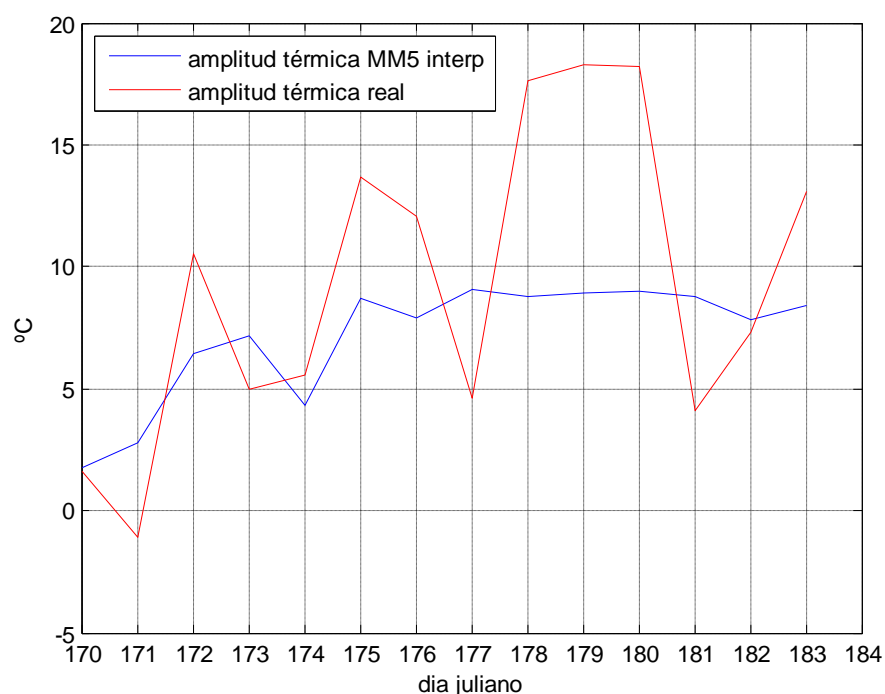


Fig. 5.5: Amplitud térmica cuenca de Santiago a 10 m sobre el suelo, según modelación MM5 y observaciones, durante invierno de 2007.

A modo de comparación se presentan a continuación, la temperatura superficial y la temperatura a 10m, obtenidas de las observaciones y de la modelación MM5, en las figuras 5.6 y 5.7. La temperatura superficial simulada con MM5 se comparó con la temperatura del aire a 2 m, de la estación La Platina, debido a la falta de datos de temperatura del suelo en Santiago. La temperatura simulada por MM5 a 10 m se calculó mediante interpolación y se comparó con el

promedio de temperatura observado en la cuenca a 10 m usando las estaciones S1, S2, S3 y S4 (Capítulo 1, Fig. 1.2).

La temperatura superficial simulada por la modelación (Fig. 5.6) muestra, en general, una buena representación durante todo el período, a excepción de los días 173, 174 y 181, donde sobreestima significativamente (sobre el 50% en los días 173 y 181). Destaca un período de calentamiento entre el día juliano 178 y 180, cuya tendencia es bien representada por la modelación, aunque subestimando la máxima y sobreestimando la mínima.

La temperatura a 10m (Fig.5.7), por otro lado, muestra un comportamiento similar a la temperatura superficial, aunque la diferencia con la observación en el período de calentamiento es mayor. Es notable que en el período 178 – 180 las observaciones muestran un incremento de la amplitud térmica, mientras que el modelo la mantiene aproximadamente constante. Es interesante el fenómeno de enfriamiento durante el día 181, posterior al período de calentamiento sostenido, que no fue bien representado por la modelación, sobreestimando sobre el 50 % la temperatura observada durante el día.

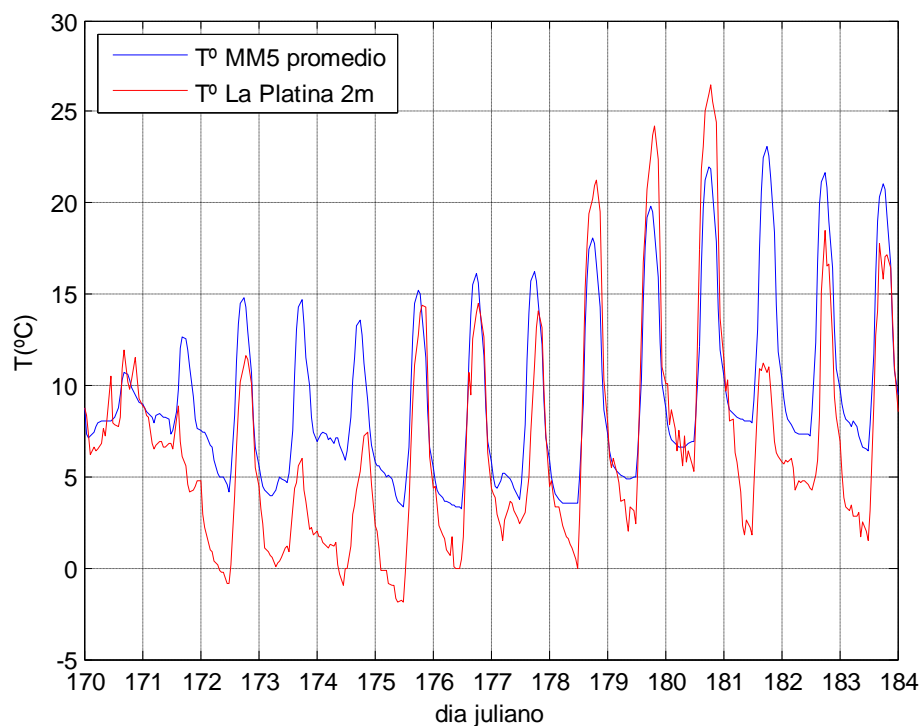


Fig. 5.6: Temperatura superficial, según modelación MM5 y observaciones en La Platina a 2m sobre el suelo, en la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

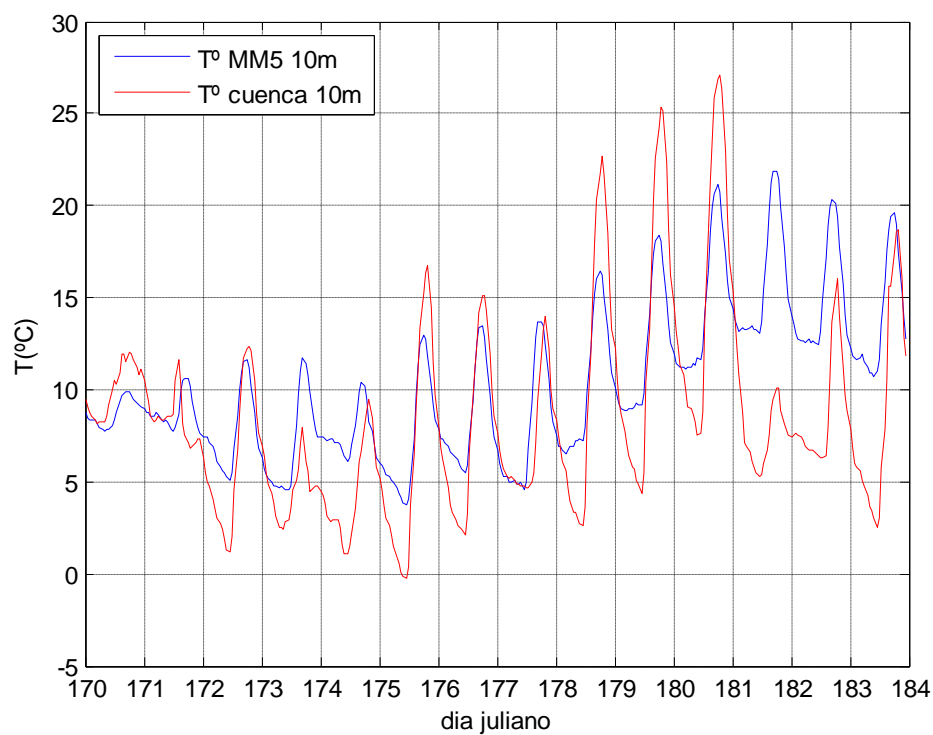


Fig. 5.7: Temperatura 10m, según modelación MM5 y observaciones, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

Se analiza, en las siguientes figuras, el comportamiento del viento en el período modelado. El análisis se realiza comparando la interpolación a 10 m de la variable viento del modelo MM5, con el viento observado a 10 m, que corresponde a un promedio de datos de las 4 estaciones usadas en el cálculo de índices de la cuenca (sección 2.2.3).

En cuanto a la componente zonal, se observa similitud entre observaciones y modelación, respecto a signo y magnitud (Fig. 5.8) con excepción del primer período, que presenta dos peaks sobreestimados en la modelación. La componente meridional se observa en la figura 5.9, donde se destaca la inconsistencia de la modelación en su signo, sobre todo en el primer período. En el caso del viento meridional, la similitud entre observaciones y modelación es menor que en la componente zonal.

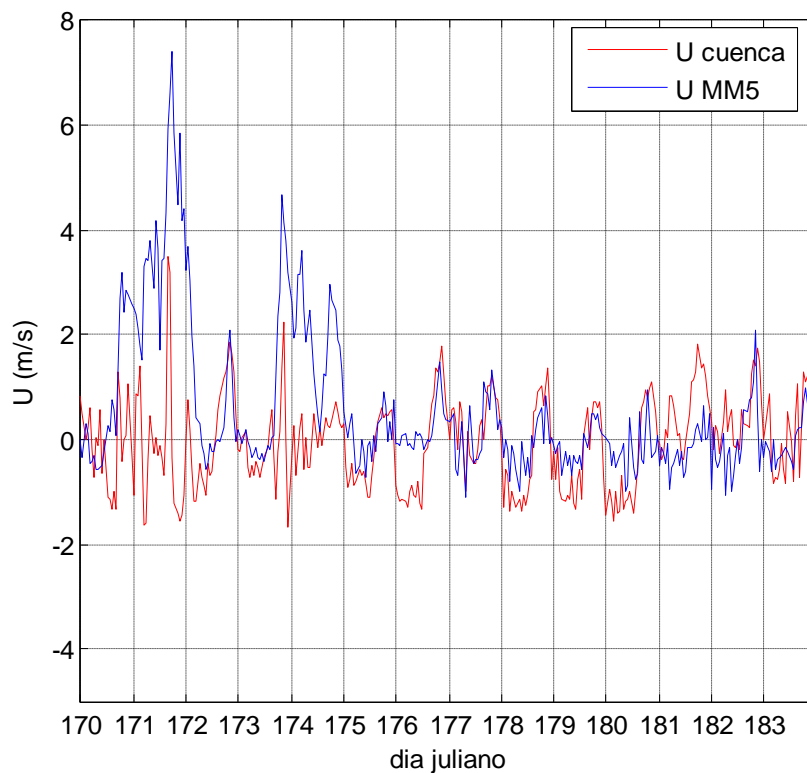


Fig. 5.8: Viento zonal 10m, según modelación MM5 y observaciones, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

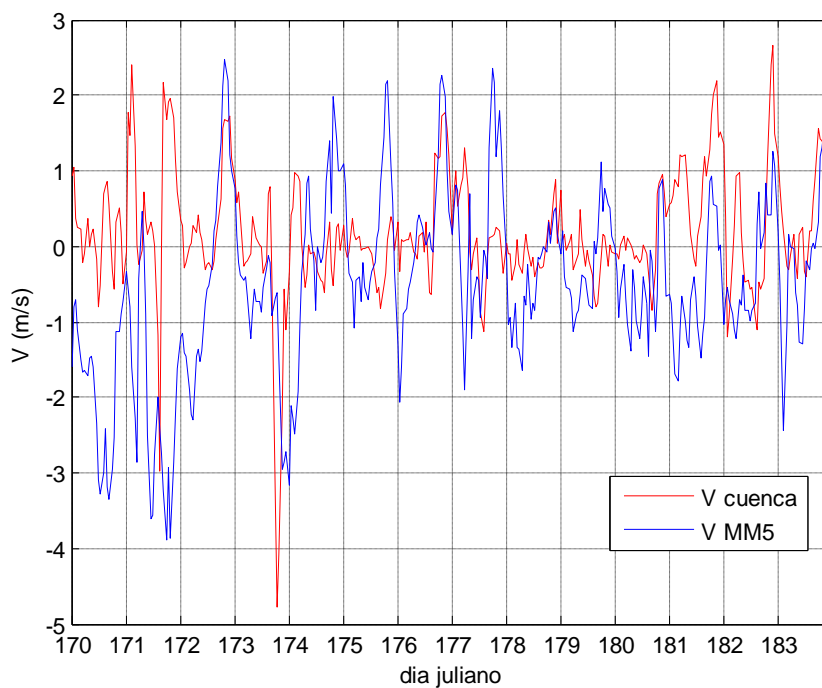


Fig. 5.9: Viento meridional 10m, según modelación MM5 y observaciones, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

Finalmente, se muestra en la figura 5.10, la evolución de la razón de mezcla de vapor en la zona de estudio, donde se observa una buena representación de la tendencia de esta variable, por parte de la modelación, durante todo el período. Se observa discrepancia, sin embargo, en la representación del ciclo diario entre la simulación y los datos. Se destaca la disminución paulatina de la razón de mezcla, hasta registrar sus valores mínimos entre los días 178 a 180, días que presentaron CM someras.

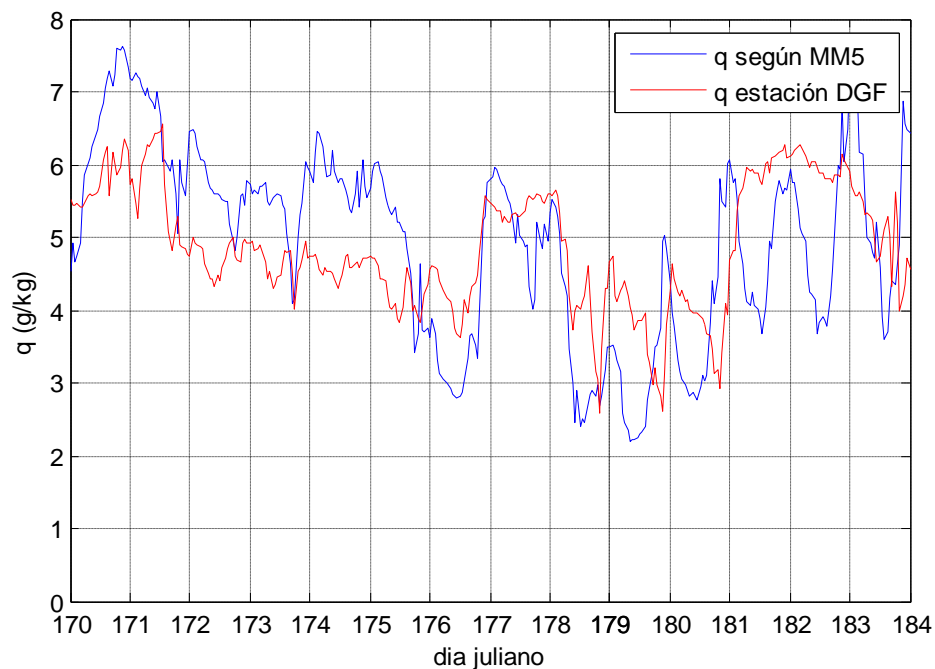


Fig. 5.10: Razón de mezcla superficial, según modelación MM5 y observaciones DGF, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

5.2. Balance de energía superficial

Se analizan, a continuación, las variables del balance de energía superficial en la cuenca de Santiago, comparando resultados obtenidos por la modelación y las observaciones.

En primera instancia, se muestra la radiación solar incidente (Figs. 5.11 y 5.12), donde se observa una buena coincidencia entre la modelación y las observaciones en la estación La Platina, a excepción de días con nubosidad (171, 173, 174 y 176), durante el primer período (Fig. 5.11).

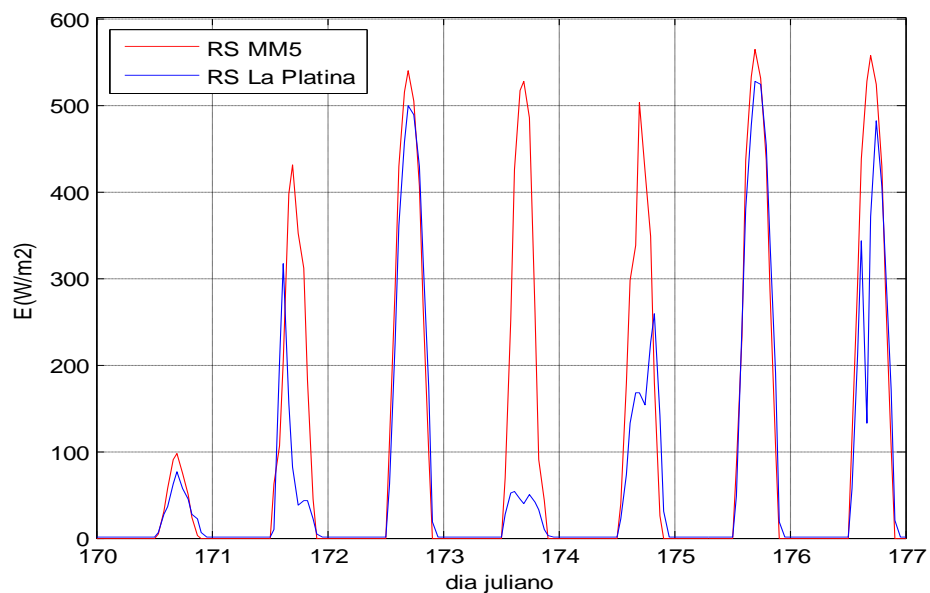


Fig. 5.11: Radiación solar incidente, según modelación MM5 y observaciones estación La Platina, días 170-176, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

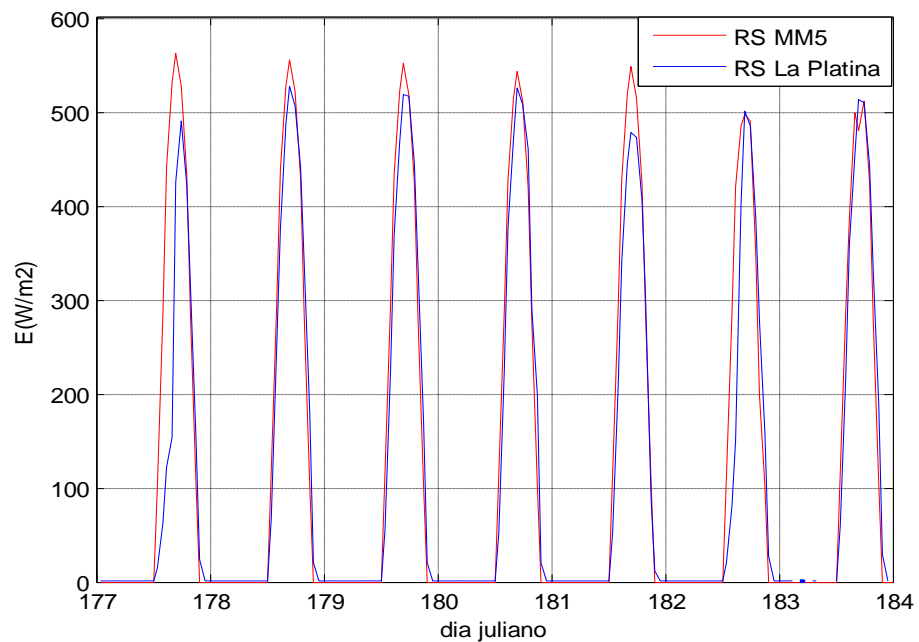


Fig. 5.12: Radiación solar incidente, según modelación MM5 y observaciones estación La Platina, días 177-184, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

Los flujos de calor sensible y latente desde la superficie a la capa límite simulados con MM5, son presentados en la figura 5.13. Se observa, hasta el día juliano 178, que el término dominante es el calor sensible, tal como lo muestra el desarrollo del modelo teórico de balance de energía superficial (Fig. 3.1). Desde el día juliano 178, donde además se presentan valores bajos de HCM, el calor latente domina sobre el calor sensible.

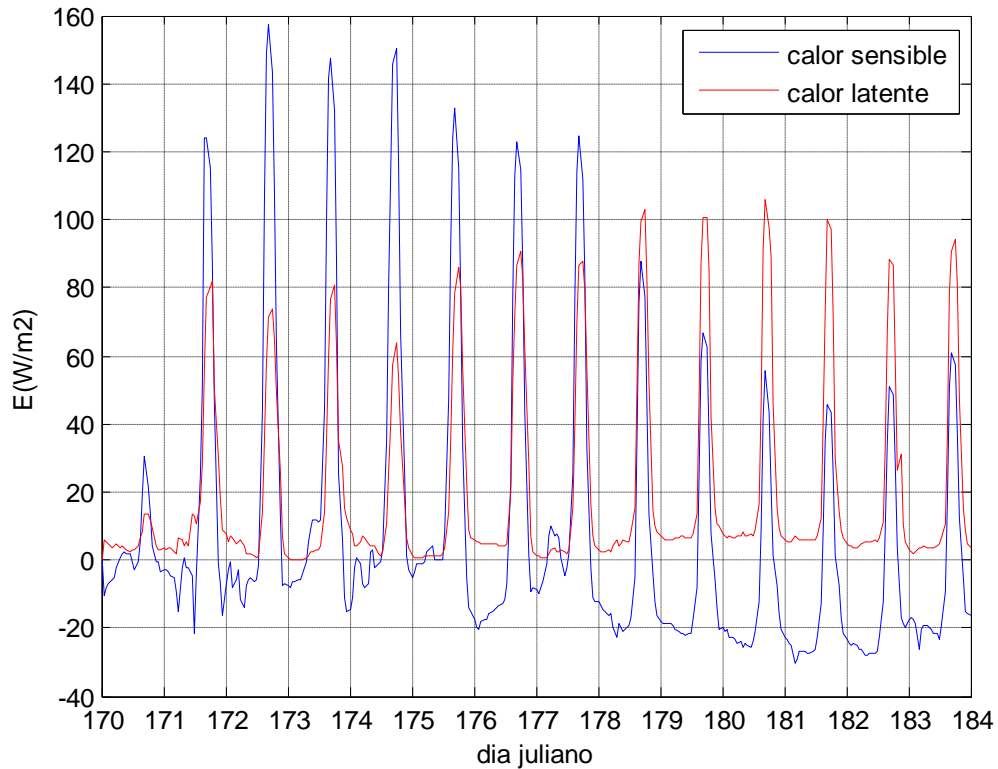


Fig. 5.13: Flujos superficiales de calor, según modelación MM5, en la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

Se compara, en la figura 5.14, el valor de F, indicador de la cantidad de energía solar ocupada en el crecimiento y calentamiento de CM. El factor F para la modelación fue calculado en forma similar al cálculo con las observaciones:

$$F = \frac{A}{E} = \frac{\frac{1}{2} \rho C_p A T_{\text{modelo}} HCM_{\text{modelo}}}{\sum_{HL_{tmin}}^{HL=14} R S_{\text{modelo}} \Delta t}$$

donde AT_{modelo} es la amplitud térmica de la modelación, calculada como la diferencia de temperatura entre las 8 HL (hora de la temperatura mínima) y 14 HL, HCM_{model} es la altura de la capa límite a las 14 HL, dada por los resultados de la modelación y Rs_{modelo} es la radiación solar incidente de la modelación. Nuevamente se calculó un promedio espacial para estas variables, de manera de tener un valor representativo de F en la cuenca de Santiago. En todo el período, los valores de F se encuentran bajo la media de las observaciones, de valor 0.33 (Fig. 4.3). Se observa que, en general, la modelación presenta valores similares a los calculados con observaciones. Durante los días 178 y 180, sin embargo, el modelo realiza una subestimación significativa del valor de este índice, de 50% en el caso del día 180. Esto sugiere que durante los días 178-180 el modelo produce CMs someras gracias a una disminución importante del flujo de calor sensible.

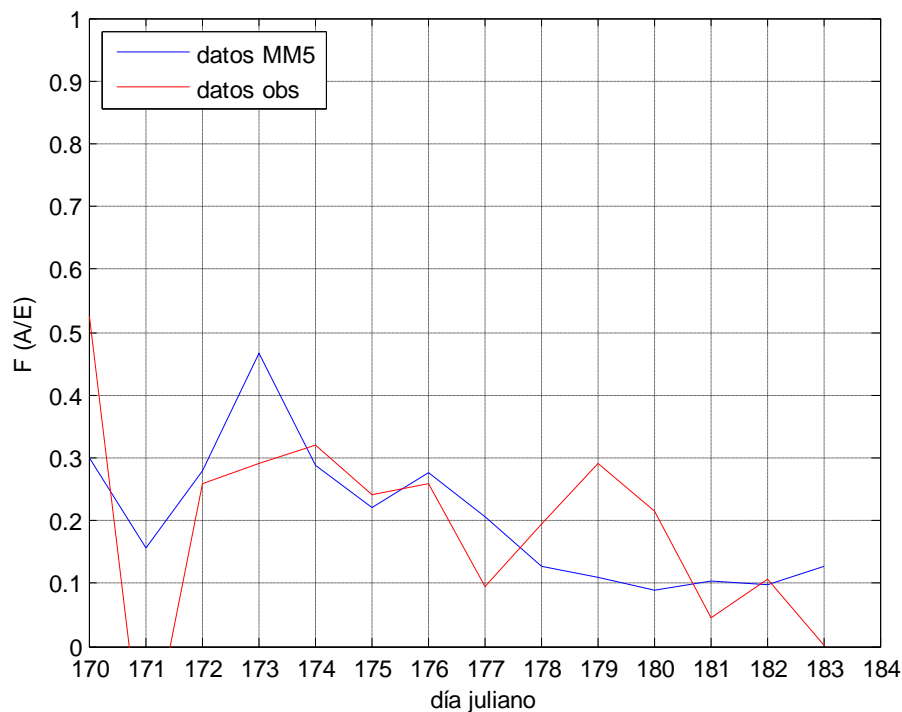


Fig. 5.14: Distribución del factor F (A/E) según modelación MM5 y observaciones, durante invierno de 2007 en la cuenca de Santiago.

5.3. Estabilidad inicial

En cuanto a la estabilidad matinal en la cuenca, en la figura 5.15 se muestran los perfiles verticales de temperatura a las 6 am, calculados por el modelo de mesoescala, para los días 176, 178 y 180, de manera de visualizar su evolución durante los eventos de CM somera. En esta evolución se observa un calentamiento, más marcado después del día 178. Los tres perfiles de temperatura son similares en su variación vertical, más bien cóncavos con la máxima estabilidad concentrada cerca de la superficie, aunque en el perfil del día 180 la estabilidad cercana a la superficie es mayor respecto a los otros días, con $0.016\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ en los primeros 50 m, el doble que en el día 176. Al comparar con los perfiles observacionales del LAPRASS La Platina (Fig. 4.9a), se observa que los perfiles simulados se encuentran cercanos al promedio, en cuanto a sus magnitudes y a su estructura vertical, a excepción del día 180.

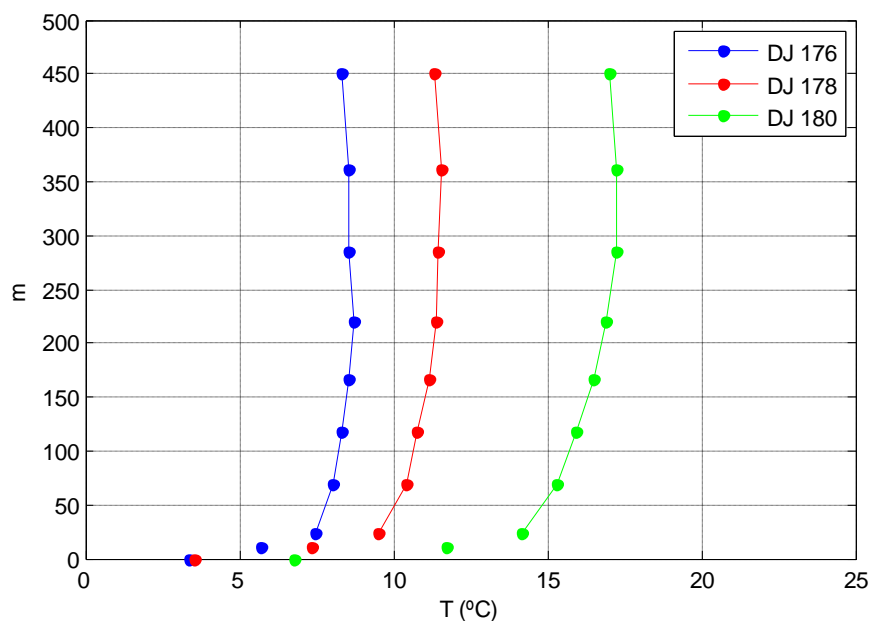


Fig. 5.15: Perfil vertical de temperatura 6 am (trazo), temperatura superficial e interpolada a 10 m sobre suelo (puntos), según modelación MM5, durante invierno de 2007 en la cuenca de Santiago.

Se realizó, por último, una comparación entre el gradiente vertical de temperatura observado y el estimado por la modelación. Este gradiente de la modelación fue calculado como la diferencia entre la temperatura a la altura de 500 m sobre la superficie (cercano a la altura de

Lo Prado) y la temperatura a 10 m. Ambas temperaturas son promedios espaciales, calculados con puntos de grilla que cubren la cuenca. El gradiente simulado (Fig. 5.16) tiene buena coincidencia con el observado durante los primeros días del período, sin embargo el gradiente observado comienza a aumentar, mientras el simulado mantiene valores bajos, diferencia que es más significativa a partir del día juliano 178, doblando el valor de la simulación.

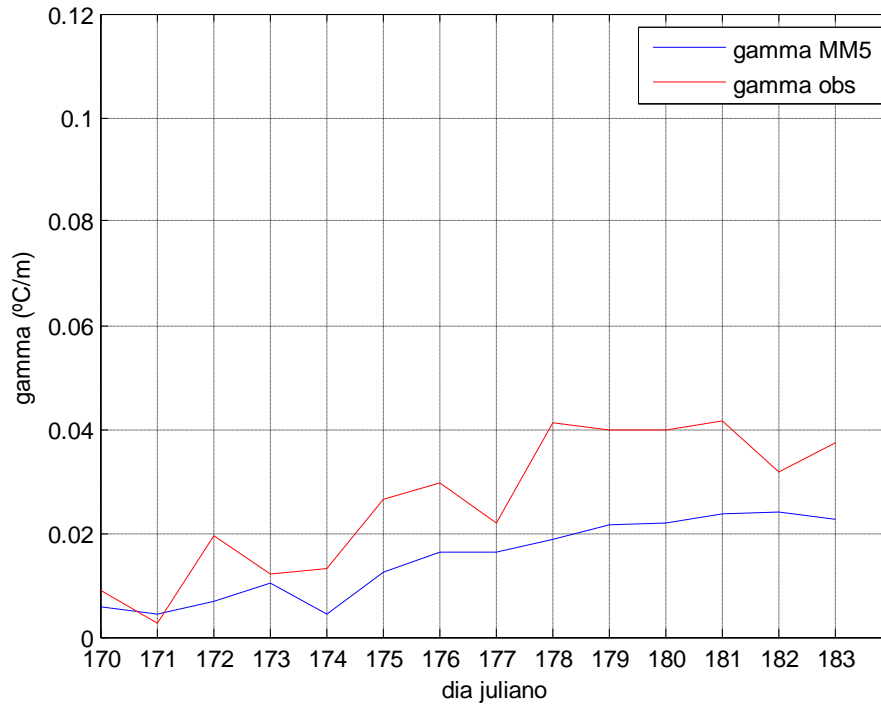


Fig. 5.16: Gradiente vertical de temperatura potencial entre 10m y 500m, según modelación MM5 y observaciones, durante invierno de 2007 en la cuenca de Santiago.

5.4. Análisis situación sinóptica durante período de modelación

Se estudiará, a continuación, la condición sinóptica durante el período de modelación, comparando las observaciones y la estimación del modelo MM5, de manera de explicar cambios ocurridos en las variables de CM.

5.4.1. Estructura de la presión en altura y superficie

Respecto a la presión a la altura de 5000 m, se realiza un análisis con los resultados de la modelación con MM5, debido a la inexistencia de observaciones que cubran el Pacífico Suroriental. Se observa en la figura 5.17 que durante los primeros días del período de estudio la configuración establecida sobre el Pacífico Suroriental es una vaguada, que inclina su eje de forma NW-SE hacia el día 24 de junio (día juliano 175) y se debilita. Hacia el día 27 de junio (día juliano 178) esta condición ha cambiado, al acercarse al continente una dorsal, que se profundiza hacia el día 29 de junio (día juliano 180). Durante este segundo período la ciudad de Santiago se encuentra en condición de predorsal.

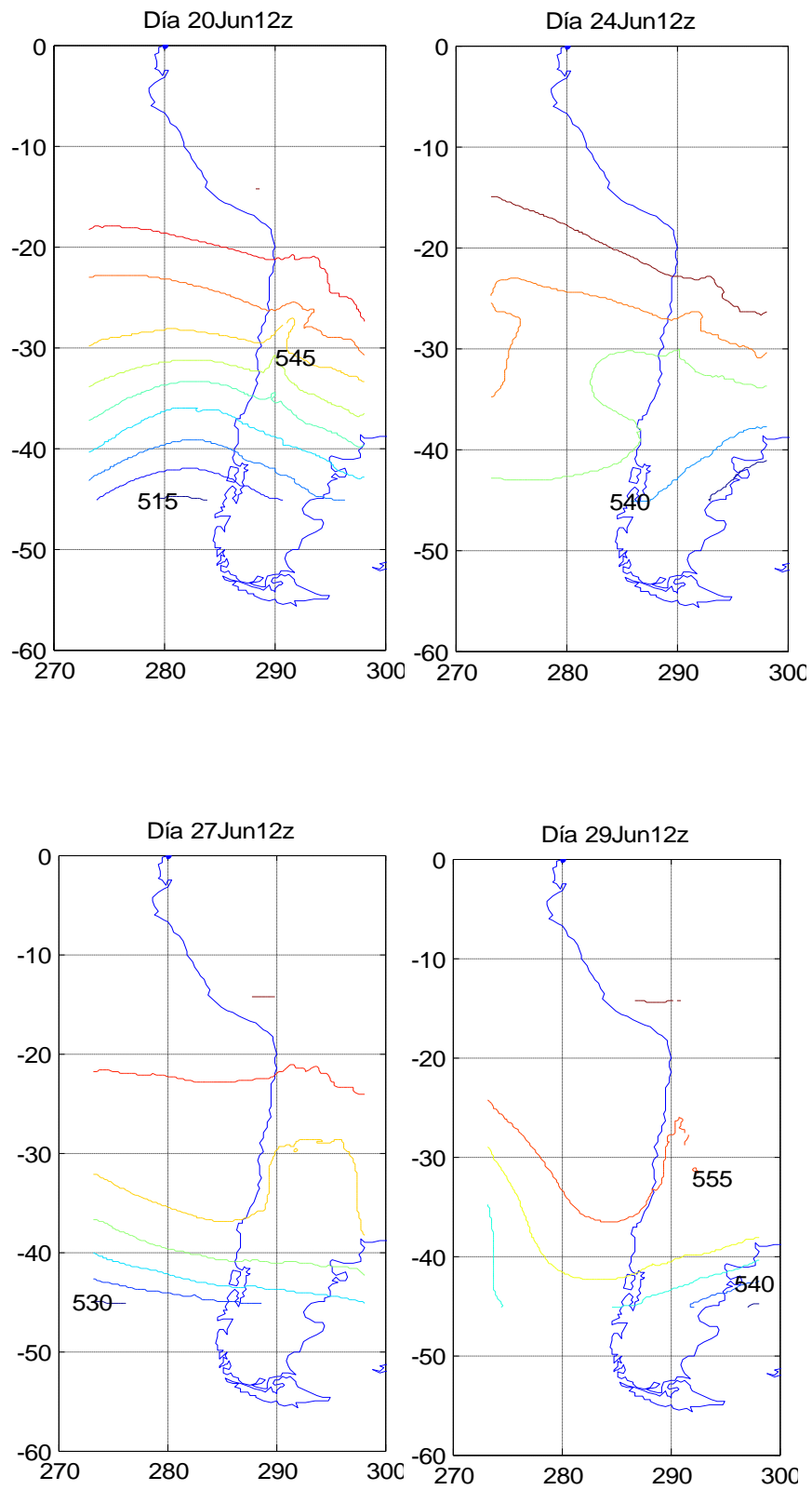


Fig. 5.17: Presión a 5000m en la región del Pacífico suroriental (contornos cada 5 dm), según modelación MM5, días 20, 24, 27 y 29 de junio de 2007.

En las siguientes figuras, se muestra la evolución de la presión en superficie, comparando el análisis realizado por el SMA y el obtenido por la modelación.

Durante el día juliano 171 (20 de junio de 2007, fig. 5.18), se observa que la región central de Chile (entre 30°S y 35°S aproximadamente) se encuentra bajo dominio anticiclónico (el anticiclón subtropical se extiende hasta el continente), condición que es bien representada por la modelación, aunque subestimando los valores de presión. Durante el día 175 (24 de junio, fig. 5.19), las presiones en la zona central han bajado respecto del día 20, pues el anticiclón se ha retirado hacia la zona oceánica y más bien incursiona al sur de la zona central de Chile, situación que es bien representada por los resultados de la modelación.

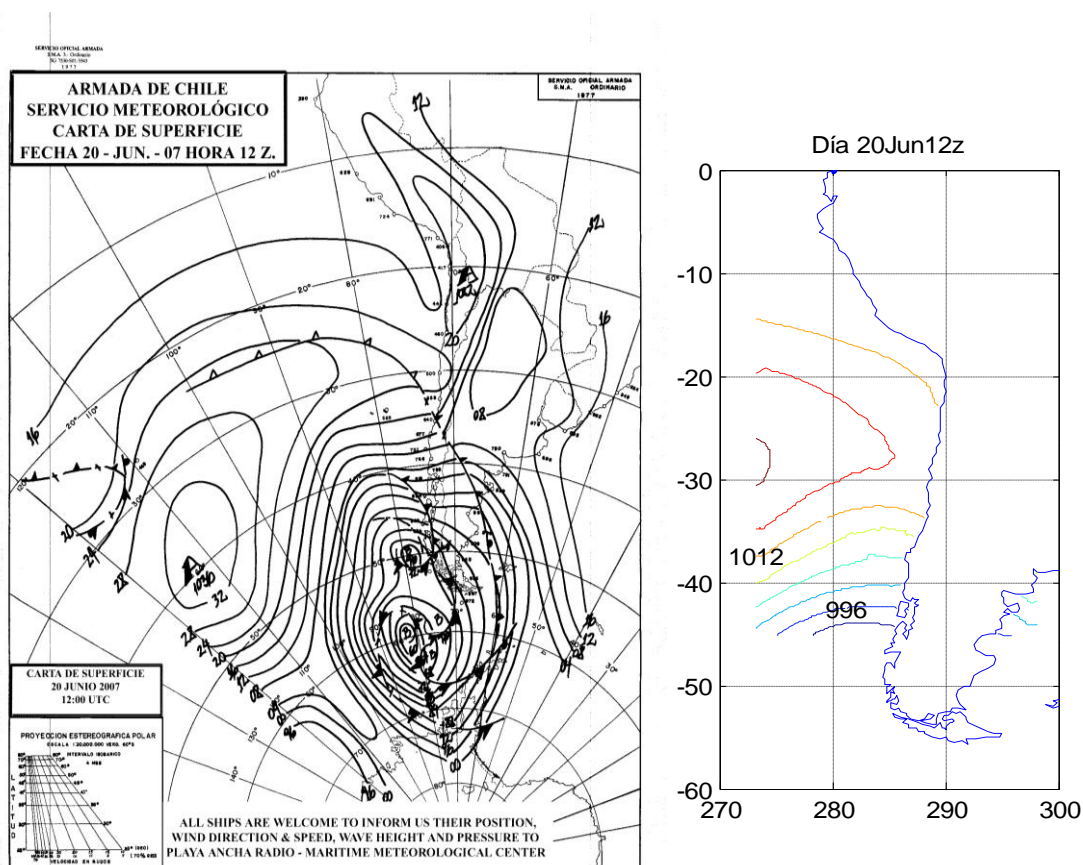


Fig. 5.18: Presión superficial en la región del Pacífico suroriental (contornos cada 4 hPa), según análisis SMA (izquierda) y modelación MM5 (derecha), día 20 de junio 2007.

Durante el día juliano 178 (27 de junio, fig. 5.20), el análisis del SMA muestra la formación de una baja presión cerrada frente a las costas de la zona central del país, de 1014 hPa, mientras la modelación muestra el avance de la isóbara 1016 hasta el sur de Coquimbo (30°S), aunque no muestra la baja presión cerrada.

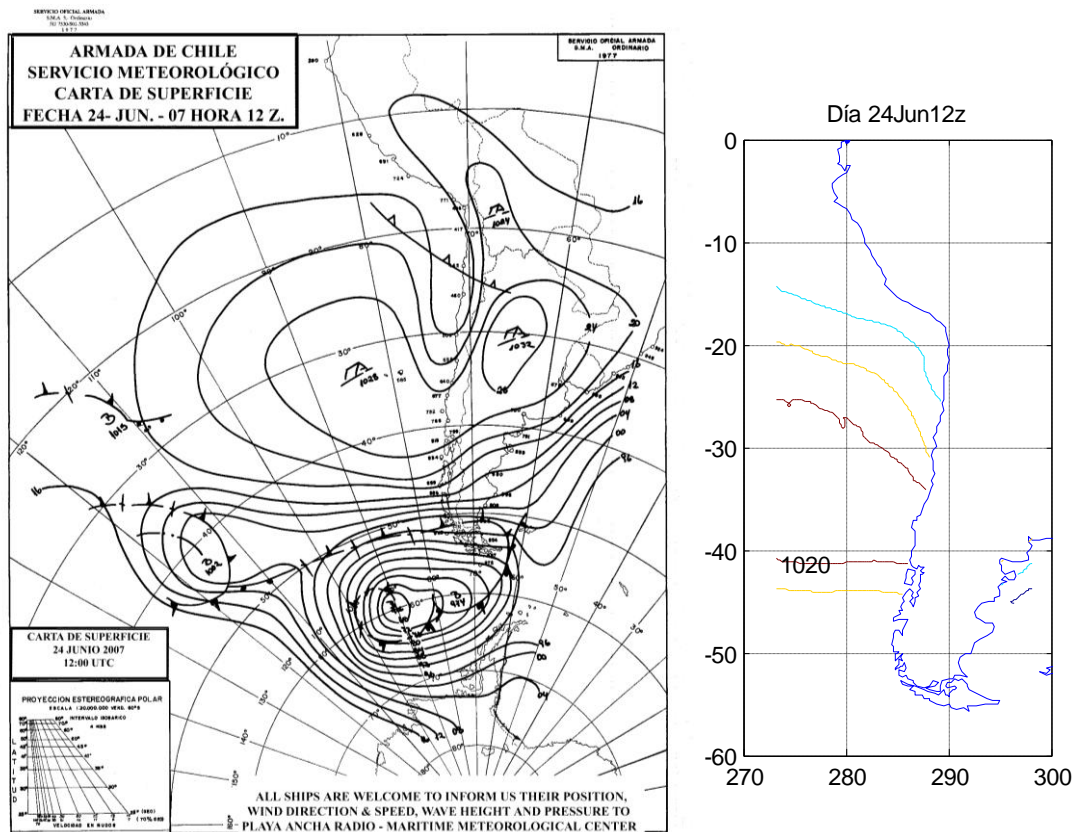


Fig. 5.19: Presión superficial en la región del Pacífico suroriental (contornos cada 4 hPa), según análisis SMA (izquierda) y modelación MM5 (derecha), día 24 de junio 2007.

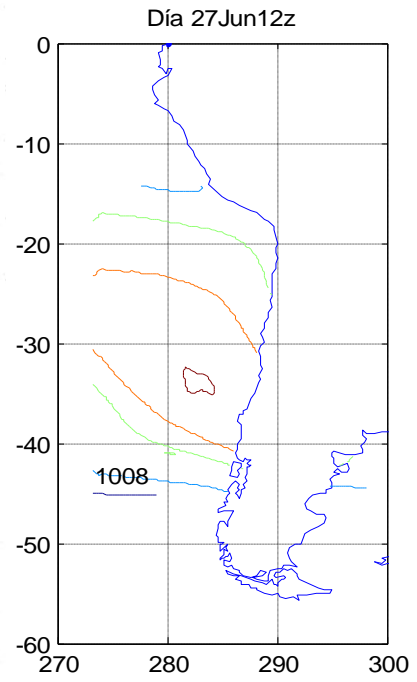
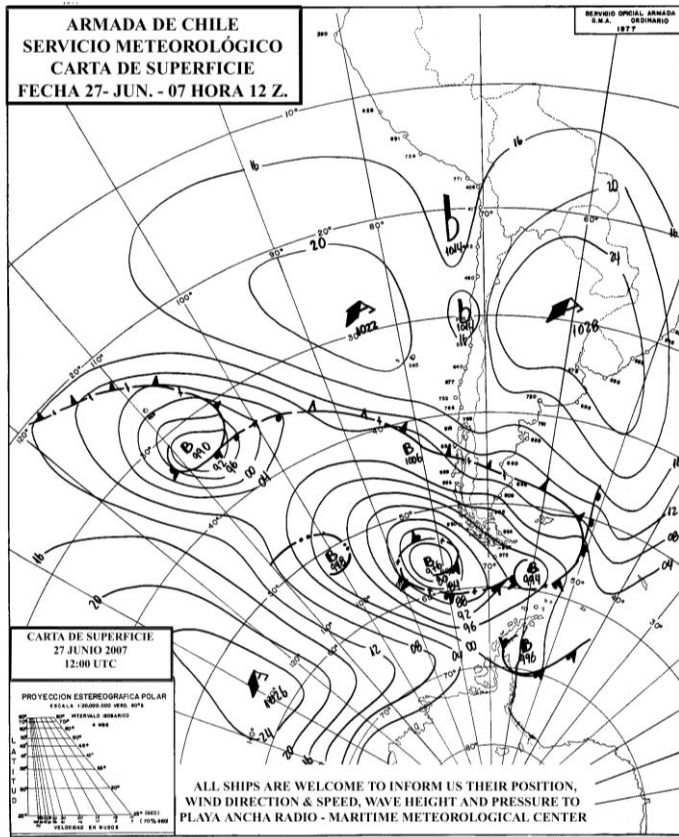


Fig. 5.20: Presión superficial en la región del Pacífico suroriental (contornos cada 4 hPa), según análisis SMA (izquierda) y modelación MM5 (derecha), día 27 de junio 2007.

Finalmente, se muestra el día juliano 180 (29 de junio, fig 5.21), día en que se presentó un desarrollo somero de CM en Santiago, donde se observa que el análisis del SMA muestra el avance de la isóbara 1016 hPa, hasta los 35°S aproximadamente, mientras la modelación la muestra levemente más al sur. Además, la modelación muestra la isóbara de 1012 hPa hasta los 33°S, coincidente con la baja presión de 1013 hPa dibujada por el análisis del SMA.

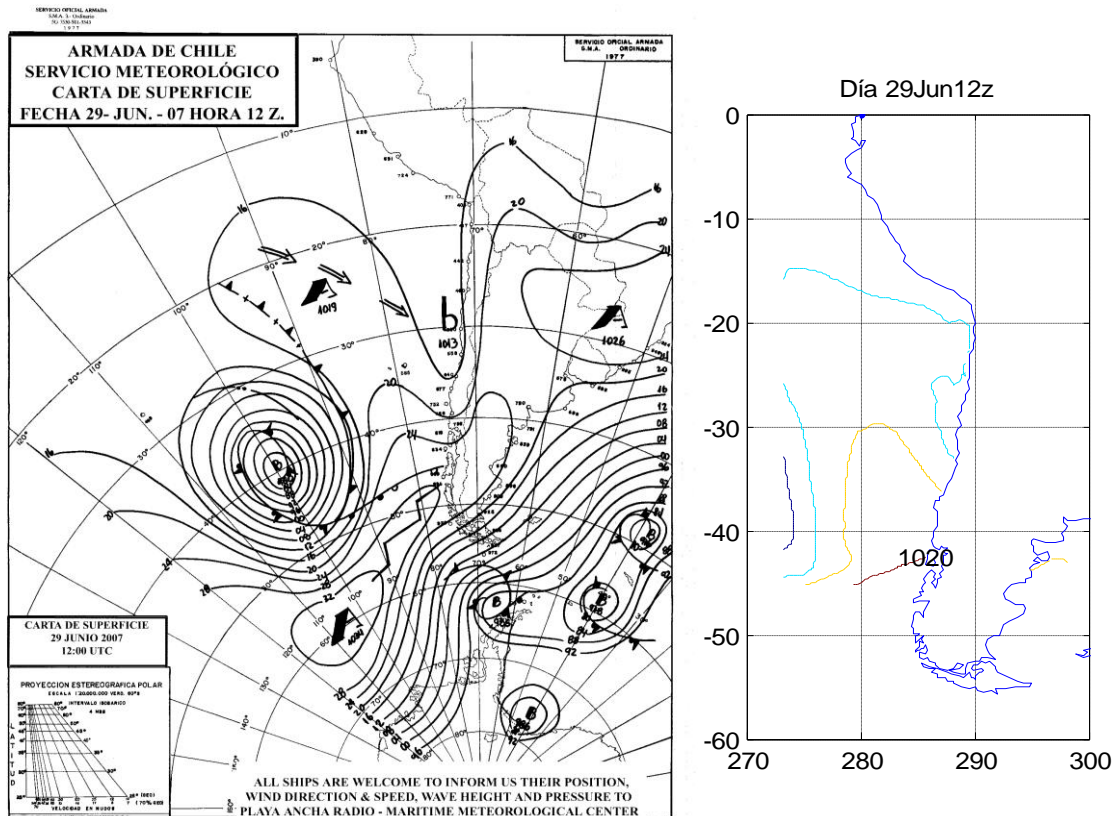


Fig. 5.21: Presión superficial en la región del Pacífico suroriental (contornos cada 4 hPa), según análisis SMA (izquierda) y modelación MM5 (derecha), día 29 de junio 2007.

Se analiza, a continuación, el comportamiento de la presión sobre la cuenca de Santiago (Fig. 5.22), en altura y cercano a superficie. La presión en 5000 m sobre la estación de radiosonda de Santo Domingo (Fig. 5.22 panel superior), muestra en general una buena reproducción de la tendencia por parte de la modelación, aunque se observa cierto retardo en el momento en que se alcanza la presión máxima (día juliano 180). Se observa también cierta subestimación, cercana a los 3 hPa. Es claro el primer período con presiones bajas, correspondiente a la configuración de

vaguada (ver Fig. 5.17) y la aproximación de la dorsal, a partir del día juliano 177, en que la presión comienza a subir, llegando a su valor máximo durante el día 180.

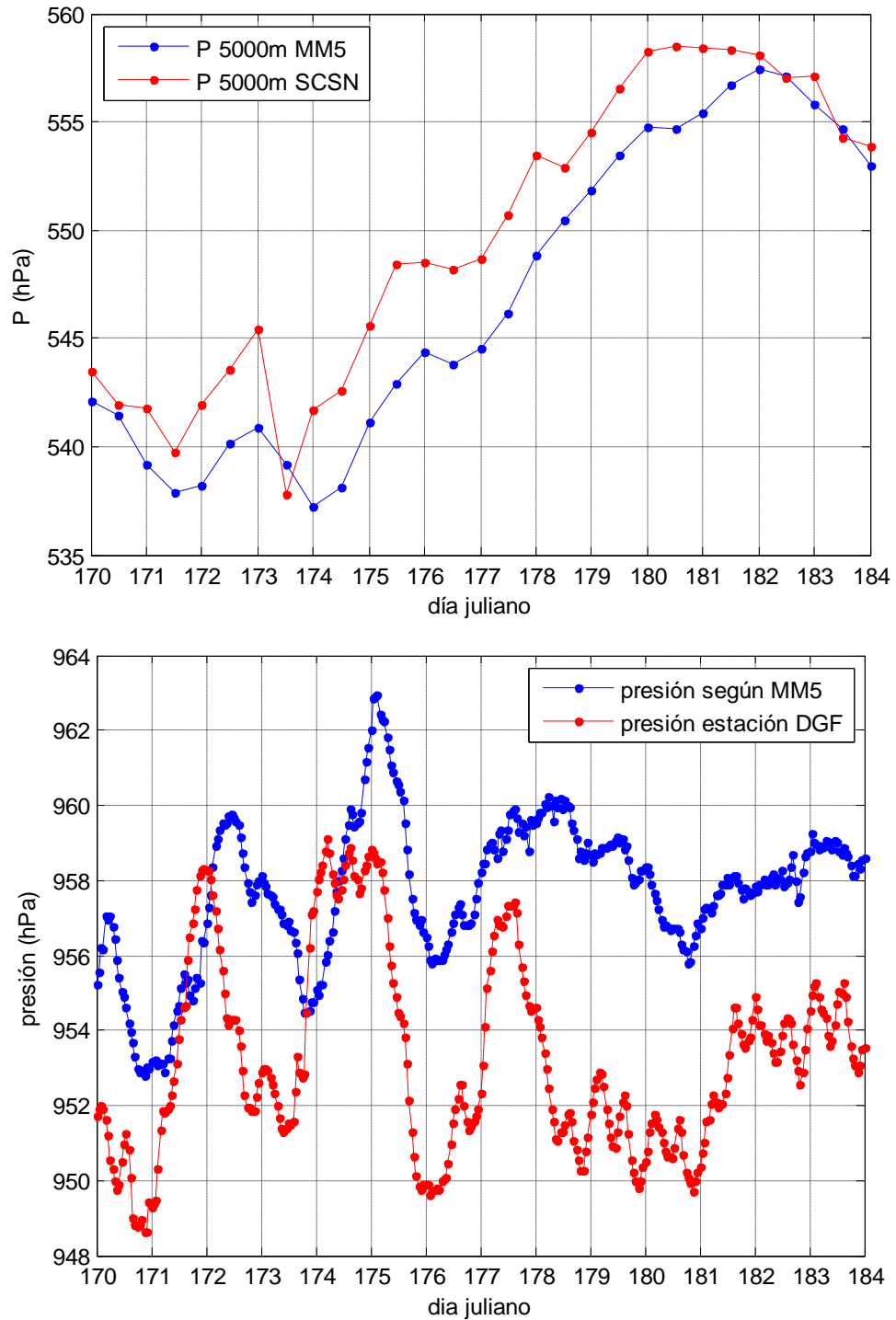


Fig. 5.22: Superior: Presión 5000m sobre Santo Domingo, según radiosonda y modelación MM5, invierno de 2007. Inferior: Presión superficial en cuenca de Santiago, según estación DGF y modelación MM5, invierno de 2007.

En cuanto a la presión en superficie (Fig. 5.22, panel inferior), también se observa cierta coincidencia entre el comportamiento de observaciones y modelación, aunque la modelación sobreestima en todo el período, llegando a diferencias de 6 hPa. Es claro un primer período hasta el día 177, donde se observan oscilaciones de esta variable, seguido de un período de descenso paulatino a partir del día 178, hasta registrar la presión mínima durante el término del día 180. La caída de la presión en superficie es, sin embargo, mucho más brusca en las observaciones que en los resultados de la modelación. Luego de este valor mínimo, la presión comienza a subir, tanto en la modelación, como en los datos de la estación ubicada en el DGF.

Se destaca que el comportamiento de la presión en superficie es opuesto al de la presión en altura a partir del día 178 (Fig. 5.22), típico de configuración de vaguada costera, caracterizada por el avance de norte a sur, de una onda de Kelvin atrapada a la costa (Garreaud et al, 2002). Esta configuración produce episodios de viento del este, secamiento del aire y aumento de las temperaturas en su etapa de desarrollo, que culmina cuando se alcanza el mínimo de presión en superficie y el máximo en altura. El período de decaimiento, cuando la presión en superficie comienza a aumentar y la presión en altura comienza a disminuir en una localidad específica, está acompañado del cambio en la dirección del viento, aumento de la humedad relativa y disminución de las temperaturas.

5.4.2. Análisis radiosonda Santo Domingo

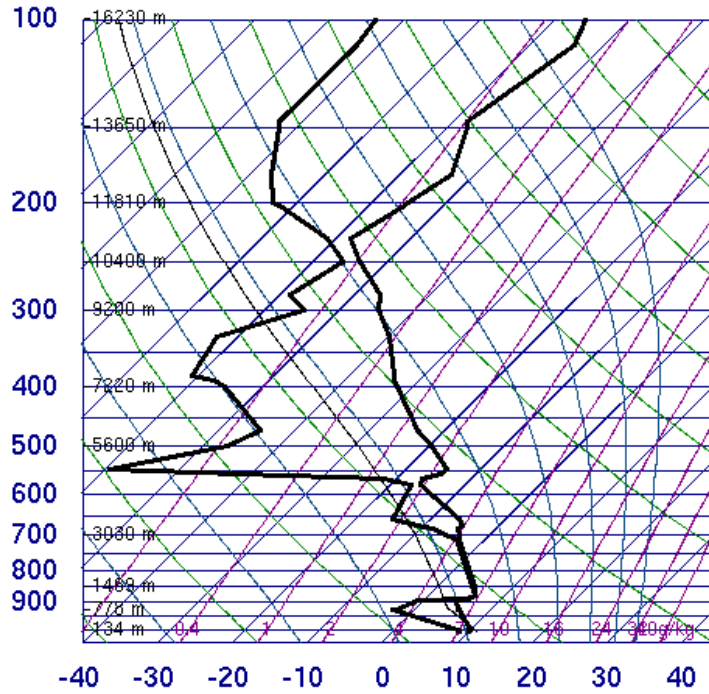
Otra herramienta observacional, que entrega información sobre las condiciones meteorológicas tanto de superficie como de altura, es el radiosonda. En el caso de la ciudad de Santiago, existe un lanzamiento de radiosonda aproximadamente a la misma latitud, pero ubicado en la costa, a nivel del mar, en la localidad de Santo Domingo (33.6°S, 71.6°W). De igual manera se usarán estos datos, aunque considerando las diferencias que podría presentar con respecto a la modelación, debido a su ubicación.

Respecto a la estructura vertical del viento, el radiosonda de Santo Domingo muestra, en la figura 5.23, viento predominante del oeste durante el primer período de la modelación (días

171 y 173), desde 1000m a 16000m de altura. Durante el segundo período (fig. 5.24) entre superficie y 16000m aproximadamente, se observa componente predominante este del viento, relacionada con la baja presión de orientación NW-SE (Fig. 5.17), mientras durante el día 178 el viento del este se manifiesta sólo hasta los 3000m.

En cuanto a la estructura vertical de la temperatura, el radiosonda muestra un primer período sin inversión de subsidencia, que podría estar relacionado a un paso frontal, con nubosidad baja y media (Fig. 5.23), mientras en el segundo período (Fig. 5.24) esta inversión de subsidencia se restablece e incrementa con el paso de los días.

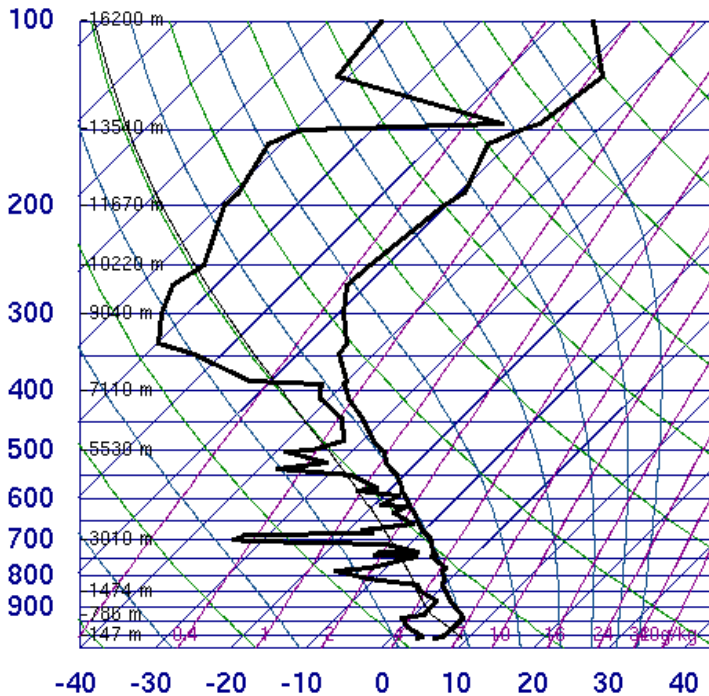
85586 SCSN Santo Domingo



00Z 20 Jun 2007

University of Wyoming

85586 SCSN Santo Domingo

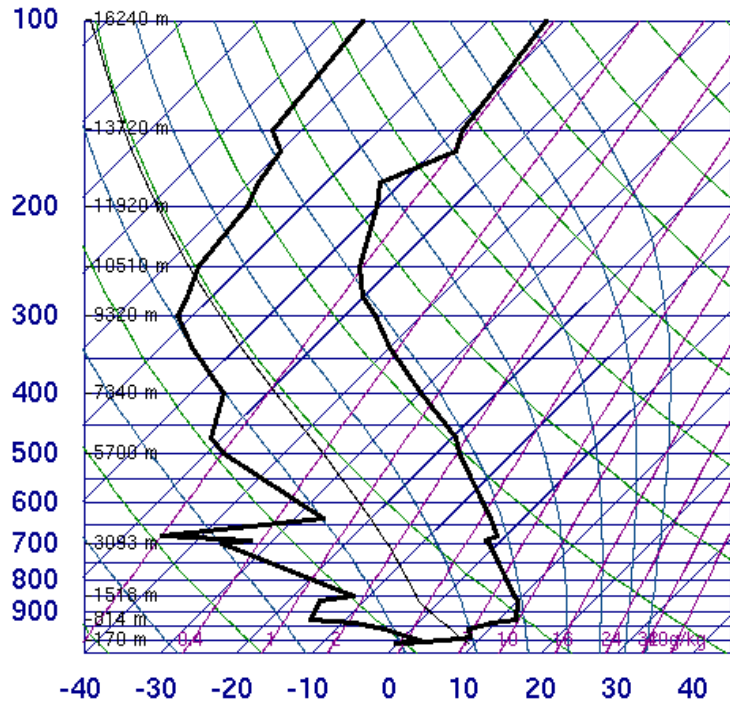


12Z 22 Jun 2007

University of Wyoming

Fig. 5.23: Diagrama termodinámico con datos del radiosonda de Santo Domingo (curvas corresponden a T y Td), para los días 20 y 22 de junio de 2007 (día juliano 171 y 173, 0z y 12z).

85586 SCSN Santo Domingo

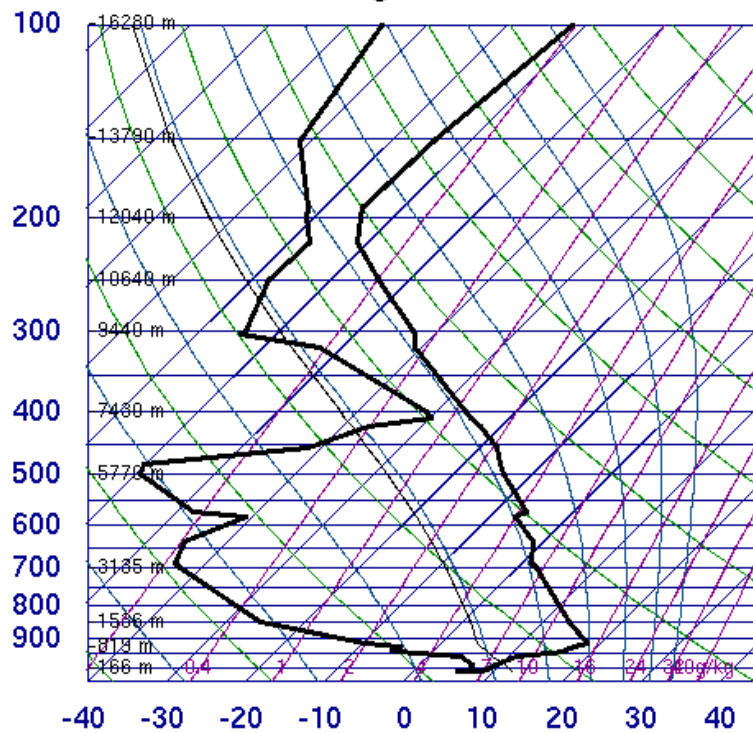


12Z 24 Jun 2007

University of Wyoming

Handwritten notes on the right side of the first plot, including a vertical line with horizontal tick marks and some illegible scribbles.

85586 SCSN Santo Domingo



00Z 27 Jun 2007

University of Wyoming

Handwritten notes on the right side of the second plot, including a vertical line with horizontal tick marks and some illegible scribbles.

Fig. 5.23: Diagrama termodinámico con datos del radiosonda de Santo Domingo (curvas corresponden a T y Td), para los días 25 y 27 de junio de 2007 (día juliano 175 y 178, 12z y 0z).

5.4.3. Estructura vertical de variables según modelación MM5

El viento zonal sobre la cuenca, en la figura 5.25, muestra dos períodos de comportamiento; hasta el día juliano 175 la dirección predominante en altura es del oeste, mientras que en el resto del período la dirección predominante es del este, con menores valores de intensidad. El comportamiento del viento con la altura, en ambos períodos simulados por la modelación, es similar a lo demostrado por las observaciones (Figs. 5.23 y 5.24), aunque el día de cambio de comportamiento, 175, muestra mayor intensidad y extensión vertical del viento del este en las observaciones.

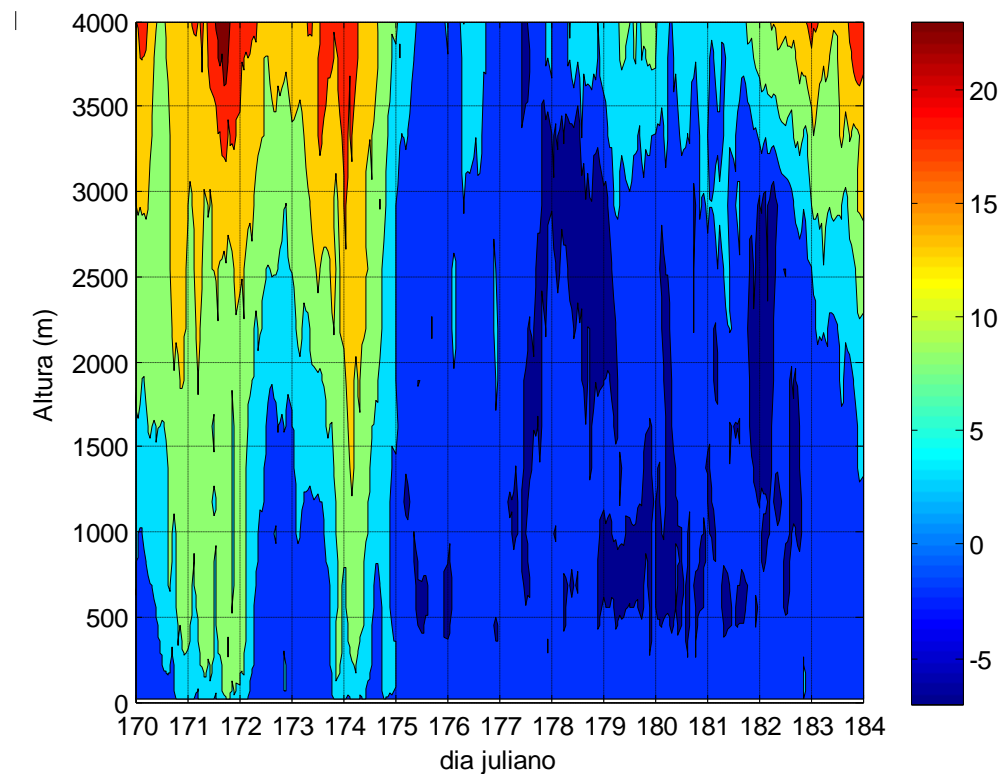


Fig. 5.25: Viento zonal en m/s, según modelación MM5, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

En cuanto a la velocidad vertical modelada durante el período de estudio, la figura 5.26 muestra movimientos de ascenso desde aproximadamente 1000m a 1500m, hasta el día juliano 174, luego se observan movimientos de descenso desde 500m a 1500m, aunque con menores magnitudes comparados con los de ascenso.

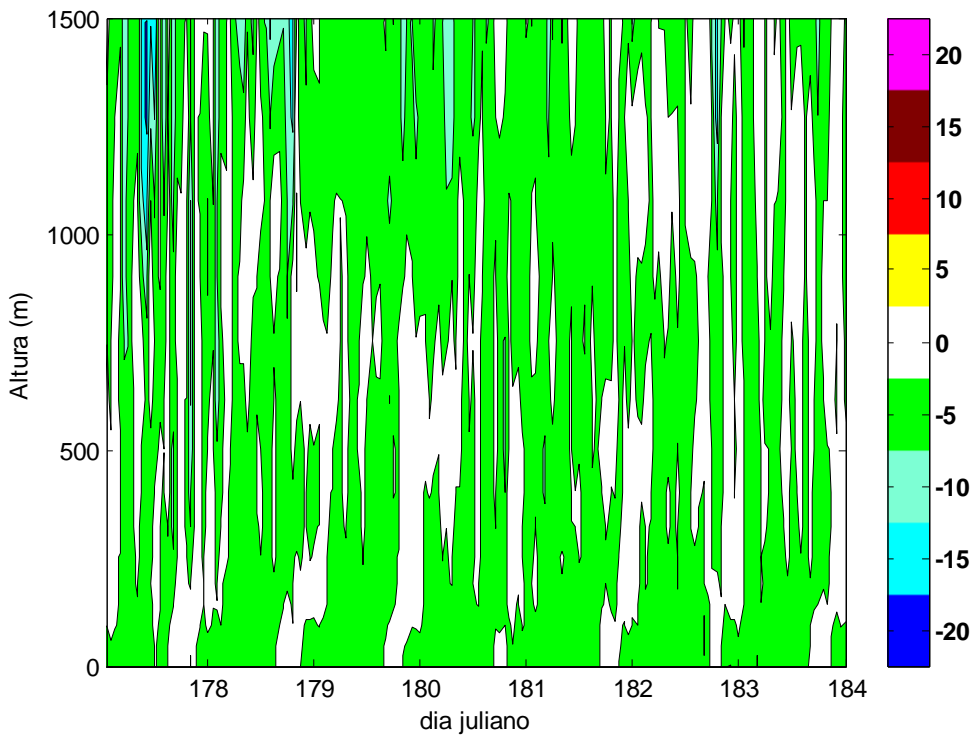
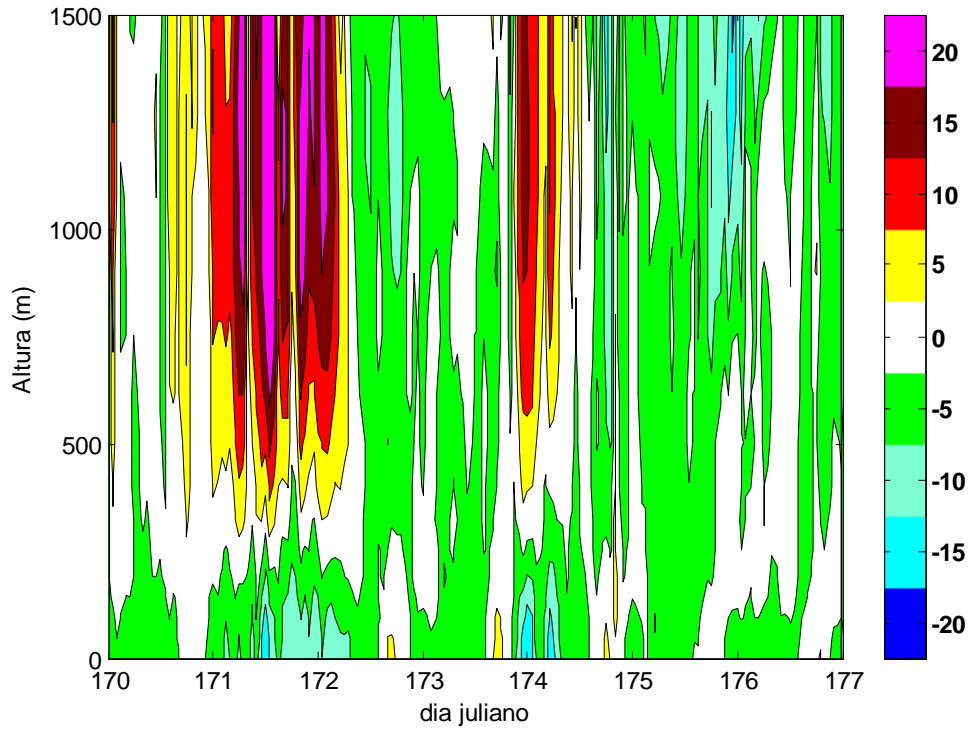


Fig. 5.26: Velocidad vertical (cm/s) sobre cuenca de Santiago, según MM5, durante invierno de 2007.

Respecto a la estructura vertical de la temperatura sobre la cuenca de Santiago (Fig. 5.27), la modelación muestra un período de gran calentamiento troposférico, a partir del día juliano 176 aproximadamente. El resto del período se observa un calentamiento leve cercano a la superficie y luego un enfriamiento con la altura. Este período de calentamiento se registra también en las observaciones (Fig. 5.24), con el restablecimiento e incremento de la inversión de temperatura durante el segundo período de la modelación.

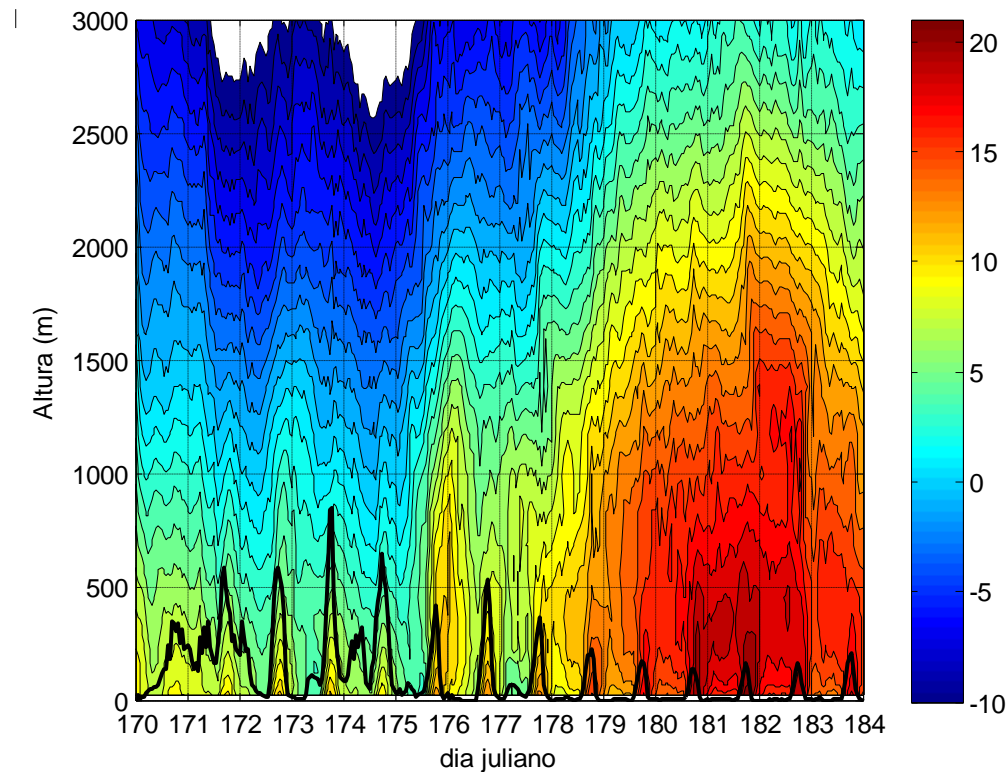


Fig. 5.27: Temperatura sobre la cuenca de Santiago (contornos) y altura de la CM (línea negra), según modelación MM5 durante invierno de 2007.

Estableciendo una comparación con los datos de temperatura a 500m proporcionados por la estación Lo Prado (Fig. 5.28), se advierte que la modelación muestra similar comportamiento que las observaciones, registrando ambas un calentamiento a partir del día 175 y luego uno más sostenido a partir del día 177. En el período de calentamiento, cabe destacar que la modelación subestima las observaciones en aproximadamente 5°C.

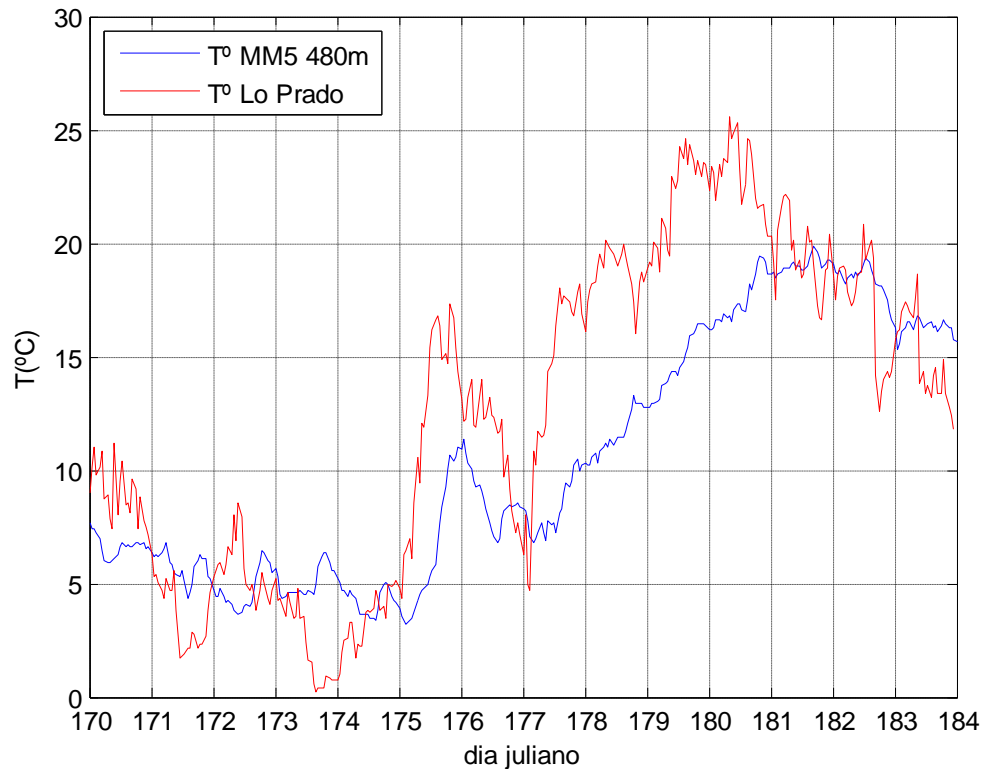


Fig. 5.28: Temperatura 480m, según modelación MM5, sobre la cuenca de Santiago durante invierno de 2007.

Finalmente, tomando en cuenta los análisis realizados en este capítulo podemos concluir que la situación sinóptica durante la modelación, específicamente durante la ocurrencia de CM someras, es el desarrollo de una vaguada costera a partir del día juliano 177, que culmina durante el día 180, al final del período. En el período de desarrollo, se observa una disminución de la presión en superficie, mientras en altura ésta aumenta paulatinamente (Fig. 5.22); El viento comienza a mostrar componente este, cercano a superficie, después del día juliano 175 (Fig. 5.24) y hasta el término de la modelación, mientras se observan movimientos verticales descendentes y un incremento en la temperatura a partir del día juliano 177 (Figs. 5.26 y 5.27). La modelación

muestra buen comportamiento con respecto a la estructura de la presión tanto en superficie como en altura, así como en las variables viento, razón de mezcla, altura de capa límite, radiación solar incidente durante el período despejado (segundo período de la modelación), variación vertical de la temperatura durante la madrugada y temperatura superficial, como promedios para la cuenca de Santiago. Por otro lado, se observa discrepancia en la simulación de la amplitud térmica, temperatura a 10 m, en los flujos de calor sensible y latente, especialmente durante los eventos de CM someras y en la radiación solar incidente durante el primer período de la modelación.

6. Discusión y conclusiones

En esta tesis se analiza el desarrollo de la CM diurna en la ciudad de Santiago, durante días mayormente despejados del período marzo a diciembre de 2007, utilizando la herramienta observacional del nefobasímetro ubicado en el centro de la ciudad. Dada la estabilidad proporcionada por la influencia del Anticiclón del Pacífico sobre la cuenca de Santiago y, además, por la topografía de la ciudad, que mantiene vientos superficiales débiles y restringe la advección de aire de distintas características a la cuenca durante la mayor parte del año, los datos aportados por el nefobasímetro resultan útiles para diagnosticar la HCM en días mayormente despejados de la cuenca. Las alturas de capa de mezcla estimadas usando estos datos muestran una clara variabilidad estacional, con los valores más bajos registrados durante el invierno (en promedio 400 m a las 14 HL), mientras que en verano se alcanzan alturas mayores, alrededor de los 700 m. Se observa, además, mayor dispersión de las alturas de capa de mezcla durante el período de verano.

Se determinó la existencia de una relación directa entre el balance de energía superficial en la cuenca y la HCM a las 14 HL, con un porcentaje entre 20% y 40% de energía solar incidente ocupada en el calentamiento y crecimiento de HCM diurna. Esta relación puede variar, entre muchos factores, debido a advecciones térmicas hacia la cuenca. En particular, este trabajo sugiere que eventos de advección fría en la capa límite pueden ser importantes en el balance de energía que sustenta el crecimiento de la HCM en la cuenca. Estos eventos son más intensos en verano, produciendo una HCM más baja que la esperada según la energía recibida. Este resultado concuerda con lo encontrado por Khodayar et al, 2007, que muestra valores significativos de advección térmica en el balance de energía de un valle árido en la zona centro-norte de Chile.

Mediante la aplicación de modelos teóricos simplificados, el presente trabajo muestra también la influencia de variables de superficie, como el albedo y la razón de Bowen en el balance de la CM en la cuenca. En el caso de la razón de Bowen, aunque podría pensarse que ésta varía en forma importante durante eventos frontales, los resultados encontrados acá no muestran un cambio significativo en el balance de energía de la cuenca, después de días con precipitación. La explicación de este comportamiento podría ser abordada en un estudio futuro.

La estabilidad nocturna en la cuenca de Santiago es otra variable que influye en el desarrollo de su CM. Se encontró en esta tesis que los perfiles verticales de temperatura nocturnos en el interior de la cuenca son en general cóncavos, con la mayor estabilidad y enfriamiento concentrados cerca de la superficie, para luego continuar con un perfil de temperatura relativamente isotermal hacia mayores alturas. Las características de este perfil determinan, en algunos casos, eventos de desarrollo de CM muy someras, sobre todo en invierno. Estos eventos parecen estar asociados a condiciones de gran estabilidad cerca de la superficie, lo cual puede reforzarse por advección cálida sobre la capa límite. Por otro lado se mostró que la subsidencia es un factor que puede modificar el perfil de temperatura nocturno durante la etapa de crecimiento de la CM, haciéndolo más estable con el tiempo, y generando también desarrollos de CM someras.

Debido a la particular ocurrencia de CM someras durante el invierno en Santiago (por ejemplo, días julianos 178 y 180 del 2007), se realizó una simulación con el modelo MM5 entre el día juliano 170 y el 184 (19 de junio al 2 de julio de 2007), de manera de ayudar a la explicación física de estos eventos. Los resultados de la modelación fueron comparados con las observaciones de la cuenca, llegando a la conclusión que el modelo representa de buena forma la tendencia de las variables HCM, temperatura en superficie, viento, razón de mezcla de vapor superficial y presión en superficie y altura. En el caso de la amplitud térmica, el modelo subestima durante la mayoría del período, siendo más significativo (alrededor del 50%) durante el período de ocurrencia de CM someras. Por otro lado, se observó que la radiación solar incidente no es bien representada durante el período con nubosidad (inicio de la modelación). En cuanto al balance de energía superficial, destaca la disminución del flujo de calor sensible durante el segundo período de la modelación, llegando a ser menor que el flujo de calor latente, hecho que discrepa con la representación teórica de este balance en la cuenca.

En cuanto a la situación sinóptica se observó concordancia entre los resultados de la modelación y las observaciones, evidenciando el paso de un margen frontal durante el primer período de la modelación, mientras durante el segundo período se observó el desarrollo y posterior decaimiento de un evento de vaguada costera tipo A (Rutllant y Garreaud, 1995). Los

eventos de CM someras tuvieron lugar durante el desarrollo de la vaguada costera, siendo destacada la coincidencia entre las HCM observadas y modeladas durante este período. El período de desarrollo de una vaguada costera se caracteriza, entre otros, por la ausencia de nubosidad, el aumento de temperatura en la capa cercana a superficie y el aumento de la estabilidad en la masa de aire de la cuenca, como lo sugieren las observaciones. El aumento de la estabilidad, como se mostró con el desarrollo de un modelo teórico de crecimiento de CM, puede explicar la ocurrencia de CM someras, sumado a la presencia de velocidades verticales negativas. Sin embargo, en la modelación con MM5, la ocurrencia de estas CM someras parece asociada a un aumento moderado de la estabilidad, a la presencia de subsidencia y muy notablemente, a una disminución del flujo de calor sensible entregado a la CM. Esta disminución del calor sensible superficial en el modelo va acompañado de un aumento de la evaporación superficial, lo cual es cuestionable, pues la ciudad de Santiago presenta escasa vegetación y es difícil explicar una disminución significativa de la razón de Bowen durante el período de ocurrencia de CM someras.

Queda propuesto el estudio de los factores que hacen que el modelo responda con una disminución del calor sensible frente a la forzante de calentamiento superior, asociado a las condiciones sinópticas registradas durante este evento. Se sugiere, para esto, realizar un análisis de sensibilidad a las parametrizaciones superficiales de la modelación y hacer mejores estimaciones de parámetros como la razón de Bowen, considerada constante en el modelo teórico. Se podrían organizar, además, campañas de medición de flujos superficiales, de manera de validar el análisis teórico realizado en este estudio, así como las salidas del MM5 y optimizar su comportamiento como posible herramienta de pronóstico de las variables de capa límite.

A modo de conclusiones enumeramos a continuación los principales resultados de este trabajo:

- El algoritmo ocupado para diagnosticar la HCM a partir de los datos de un nefobasímetro, tiene buenos resultados durante días mayormente despejados y con una concentración significativa de partículas en el aire. Los valores medios de HCM a las 14 HL, fluctúan entre los 400 m durante otoño-invierno y los 700 m durante primavera-verano, con mayor variabilidad durante este último período.
- Existe una relación directa entre la HCM y el balance de energía superficial, con un porcentaje de entre 20% y 40% de energía solar incidente ocupada en el crecimiento y calentamiento de la CM diurna. La advección fría de la capa límite costera hacia la cuenca de Santiago parece ser un factor importante en el balance de energía de esta última, especialmente en verano.
- Eventos de advección cálida sobre la capa límite están asociados al aumento de la estabilidad en la cuenca, lo que determina crecimientos someros de CM durante algunos casos de invierno.
- Los resultados de la modelación con MM5 reproducen de buena forma los eventos de CM somera durante invierno. Sin embargo, en la simulación éstos se asocian a una disminución del flujo de calor sensible superficial y a una reducida amplitud térmica en la cuenca, contrario a las observaciones, que sugieren que estos eventos responden a un calentamiento sobre la capa límite, un consiguiente aumento de la estabilidad especialmente cerca de la superficie y un aumento significativo de la amplitud térmica en la cuenca.

Bibliografía

Alcafuz, R., 2007: Intrusión de estratos a la cuenca de Santiago: un estudio de sensibilidad usando el modelo MM5. Tesis de Magíster en Meteorología y Climatología. Universidad de Chile.

Chen, W., H. Kuze, A. Uchiyama, Y. Suzuki and N. Takeuchi, 2001: One year observation of urban mixed layer characteristics at Tsukuba, Japan using a micro pulse lidar. *Atmos. Environ.*, **35**, 4273-4280.

Christen A. and R. Vogt, 2004: Energy and radiation balance of a central European city. *Int. J. Climatol.*, **24** (11), 1395-1421.

Garratt, J. R., 1992: The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge University Press.

Garreaud, R., J. Rutllant and H. Fuenzalida, 2002: Coastal lows in north-central Chile: Mean structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 75-88.

Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn State University/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398STR, 122 pp.

He, Q. S., J. T. Mao, J. Y. Chen and Y. Hu, 2006: Observational and modeling studies of urban atmospheric boundary-layer height and its evolution mechanisms. *Atmos. Environ.*, **40**, 1064-1077.

Kjaersgaard J.H., F.L. Plauborg, and S. Hansen, 2007: Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. *Agricultural and Forest Meteorology*, **143**, 49-63.

Khodayar, S., N. Kalthoff, M. Fiebig-Wittmaack and M. Kohler, 2007: Evolution of the atmospheric boundary-layer structure of an arid Andes valley. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **99**, 181-198.

Münkel, C., N. Eresmaa, J. Räsänen and A. Karppinen, 2007: Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-layer Meteorol.*, **124**, 117-128.

Rutllant, J. and R. Garreaud, 1995: Meteorological air pollution potential for Santiago, Chile: towards an objective episode forecasting. *Environ. Mon. and Assess.*, **34**, 223–244.

Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Whiteman, C. D., 1990: Observation of thermally developed wind systems mountainous terrain. *Atmospheric processes over complex terrain, Meteor. Monogr.*, **45**. Amer. Meteor. Soc., 5-42.

Whiteman, C. D., T. B. McKee and J. C. Doran, 1996: Boundary layer evolution within a canyonland basin. Part I: Mass, heat and moisture budgets from observations. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2145-2161.

Whiteman, C. D., S. Zhong and X. Bian, 1999a: Wintertime boundary layer structure in the Grand Canyon. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1084-1102.

Whiteman, C. D., X. Bian and S. Zhong, 1999c: Wintertime evolution of the temperature inversion in the Colorado Plateau basin. *J. Appl. Meteor.*, 1103-1117.

Wolyn, P. G. and T. B. McKee, 1989: Deep stable layers in the intermountain western United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 461-472.