

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Académico Profesional de Física

Caracterización Física de Heladas Radiativas en el Valle del Mantaro

Miguel Saavedra Huanca

Bachiller en Física

Tesis para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

Lima - Perú

Asesor Dr. Pablo Lagos Enriquez¹
Co-Asesor (1) Dr. Ken Takahashi Guevara
Co-Asesor (2) Mg. Grace Trasmonte Soto

Jurado

Presidente Mg. Octavio Fashé Raymundo

Miembro Mg. Jorge Quipe Sánchez

Suplente Lic. Carlos Eche Llenque

Resumen

El objetivo de este trabajo de investigación es caracterizar las heladas radiativas que ocurren en el valle del Mantaro mediante el análisis de datos observados y registrados mediante estaciones meteorológicas y de datos de satélite.

Para ello se realizaron dos trabajos de campo dentro del observatorio de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú. Para la obtención de los datos se instalaron termómetros, geotermómetros y un pirgeómetro; con estos se obtuvieron las temperaturas del aire cercana a la superficie, de la temperatura del suelo hasta los 50 cm de profundidad y cantidad de radiación de onda larga que incide sobre la superficie de la tierra ($LW\downarrow$).

Posteriormente se utilizaron un modelo numérico de transferencia radiativa (SBDART) y un modelo numérico de difusión de calor. El primero de ellos se utilizó para determinar la influencia de la humedad, temperatura y nubosidad de la atmósfera sobre $LW\downarrow$; el segundo fue elaborado usando las ecuaciones de básicas de balance de energía y de difusión de calor, mediante este modelo se determina la sensibilidad de diferentes factores tales como $LW\downarrow$, humedad, emisividad, temperatura inicial, etc. Adicionalmente también se validaron algunos modelos empíricos usado para determinar $LW\downarrow$, para esto se usaron las diferentes funciones en las que por lo general interviene la temperatura de caseta y el vapor de agua además de algunas constantes.

Finalmente se determina que el factor más importante que modula la temperatura en la superficie es $LW\downarrow$, el cual es más influenciada por la humedad del aire en la capa límite y la nubosidad presente. De los modelos empíricos, el modelo de Brunt y Brutsaert son los que mejor estiman la radiación cuando la atmósfera no presenta nubes estratocumulus.

*A Dios, a mis padres
y hermanos.*

Agradecimientos

Se agradece al proyecto "Manejo y Gestión de Riesgos ante Fenómenos Extremos en la cuenca del río Mantaro" (MAREMEX), por el financiamiento de este trabajo de investigación y al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por el apoyo mediante el acceso a los datos de la Estación meteorológica de Huancayo.

A mis asesores, un agradecimiento especial al Dr. Ken Takahashi por sus valiosas recomendaciones durante el desarrollo de la tesis y el apoyo en la ejecución de los trabajos de campo. A la Mg. Grace Trasmonte y Dr. Pablo Lagos por sus comentarios y ayuda en la revisión de la tesis.

Al personal del Área de Prevención de Fenómenos Naturales del IGP, a Kobi Mosquera y Huber Gilt por su apoyo en procesamiento de imágenes GOES; y al personal de mantenimiento del observatorio de Huancayo por el apoyo en la instalación de los instrumentos necesarios para la obtención de datos de las campañas realizadas.

Contenido

Resumen	v
Agradecimientos	vii
Contenido	viii
Lista de figuras	xii
Lista de tablas	xvi
Abreviaturas	xviii
1. Introducción	1
2. Fundamento Teórico	4
2.1. Atmósfera Estándar	4
2.1.1. Composición	4
2.1.2. Ecuaciones de la Atmósfera	4
2.1.3. Humedad (Vapor de agua)	7
2.1.4. Nubes	8
2.2. Transferencia Radiativa en la Atmósfera	9
2.2.1. Leyes de Radiación	9
2.2.2. Ecuación de Transferencia Radiativa	11
2.2.3. Ecuación de Transferencia Radiativa para planos paralelos en la Atmósfera	12

2.2.4.	Otros métodos	14
2.2.5.	Efecto de nubes	15
2.3.	Transferencia de Calor en el Suelo	15
2.3.1.	Balace de Energía en la Superficie	15
2.3.2.	Ecuación de difusión de calor	19
2.3.3.	Conductividad y Capacidad Térmica	20
2.3.4.	Comportamiento de la temperatura en suelos	22
2.4.	Helada	22
2.4.1.	Heladas Advectivas	23
2.4.2.	Heladas Radiativas	24
3.	Modelo de Transferencia Radiativa en la Atmósfera	25
3.1.	El Modelo SBDART	25
3.2.	Variables de entrada	26
3.3.	Condiciones de Control	27
3.4.	Análisis de Sensibilidad	30
3.4.1.	Temperatura y humedad específica	30
3.4.2.	Contenido de agua (LWP)	31
3.4.3.	Radio efectivo de las gotas (r_e)	32
4.	Modelo Numérico de Difusión de Calor Unidimensional	34
4.1.	Consideraciones del modelo	34
4.2.	Discretización de las ecuaciones del modelo	35
4.2.1.	Ecuación de difusión de calor	35
4.2.2.	Condiciones de Frontera	39
4.2.3.	Condiciones Iniciales	41
4.3.	Análisis de Sensibilidad del modelo de difusión	41
4.3.1.	Condiciones de control	41
4.3.2.	Forzante ($LW\downarrow$)	42
4.3.3.	Emisividad	44

4.3.4.	Conductividad y Capacidad Térmica	45
4.3.5.	Temperatura de superficie inicial	48
5.	Campañas Observacionales	51
5.1.	Primera campaña	51
5.1.1.	Toma de datos	51
5.1.2.	Tipo de Suelo	54
5.2.	Segunda campaña	55
5.2.1.	Toma de datos	55
5.2.2.	Datos	57
5.2.3.	Imágenes GOES - IR4	61
6.	Análisis de Resultados	66
6.1.	Modelo difusión y datos observados	66
6.2.	Modelado LW↓	68
6.3.	Efecto de nubes en las temperaturas mínimas	70
7.	Evaluación de Métodos Empíricos para la Predicción de Heladas	74
7.1.	Para cielos despejados	74
7.2.	Para cielos nublados	78
8.	Conclusiones y Recomendaciones	83
	Bibliografía	85
	Anexo	90
A.	Algunos conceptos	90
A.1.	Presión de equilibrio y Temperatura de Rocío	90
A.2.	Espesor óptico	90
A.3.	Aproximación en serie de Taylor	91
A.4.	Abreviaturas de tipos de nubes	91

B. Datos adicionales	92
B.1. Temperatura del aire - 2da Campaña	92
B.2. Nubes en Huayao, Julio-2010	92

Lista de figuras

2.1. Esquema para la aproximación de la ecuación de la ecuacion de transferencia radiativa mediante planos paralelos.	12
2.2. Intensidades de radiación hacia arriba y hacia abajo a un nivel τ	14
2.3. Flujos de energía típicos durante el día (a) y la noche (b). (Adaptado de Arya, 2001)	18
2.4. Perfil característico de la temperatura cerca a la superficie durante la ocurrencia de una helada radiativa [2].	24
3.1. Perfil de la atmósfera hasta los 10 km con las condiciones de control.	27
3.2. Perfil control de temperatura (T) y humedad específica (q)	29
3.3. (a) Valores de $LW\downarrow$ sujetos a diferentes valores de temperatura y humedad de la capa límite (contornos cada 4 Wm^{-2}). En (b) y en (c) se muestra la sensibilidad de $LW\downarrow$ a variaciones de la temperatura y humedad de la capa límite.	31
3.4. (a) Valores de $LW\downarrow$ sujetos a diferentes valores de LWP y de radio efectivo de las gotas de una nube (contornos cada 10 Wm^{-2}). En (b) y (c) se muestra la sensibilidad de $LW\downarrow$ sujetos a variaciones de LWP y tamaño de la gota de una nube. En (d) el incremento producido al considerar una nube.	33
4.1. Esquema de los puntos de grilla unidimensional para la discretización mediante diferencias finitas. Cada punto de grilla representa un valor temperatura a una profundidad y tiempo dado.	37

4.2.	Contornos de temperatura mínima sujeta a variaciones de emisividad y forzante. La variación entre las líneas de contorno es de 2°C.	43
4.3.	Sensibilidad de la temperatura a la radiación infrarroja incidente (LW↓).	43
4.4.	Sensibilidad de las temperaturas mínimas a la emisividad del suelo	44
4.5.	Sensibilidad de las temperaturas mínimas a la capacidad térmica del suelo.	46
4.6.	Sensibilidad de la temperatura mínima a la conductividad térmica. La humedad también varía proporcionalmente desde 0 °C/% _h en 0.25 × 10 ⁶ Jm ⁻³ K ⁻¹ hasta 10 °C/% _h	47
4.7.	Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de la cantidad de humedad en el suelo. La línea es un suavizado de los puntos correspondientes a la Tabla 4.4.	49
4.8.	Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de la temperatura inicial de superficie	50
5.1.	Dimensiones de la fosa(a x b x D = 20cm x 20cm x 18cm aproximadamente) para la toma de los datos de temperatura subsuperficial	53
5.2.	Datos de temperatura subsuperficial recopilados durante la primera campaña en el Observatorio de Huancayo. Los datos corresponden desde las 9:45 horas del día 6 hasta las 13:40 horas del día 7 del mes de Julio de 2010.	54
5.3.	Precipitación en el Observatorio de Huancayo desde dos días antes que se llevara a cabo la primera campaña durante Febrero de 2010.	55
5.4.	Termómetro usado para medir las temperaturas subsuperficiales durante la segunda campaña. El termómetro es de la marca <i>Radio Shack</i> , modelo 63-1032.	56
5.5.	Esquema de como se instalaron los 7 termómetros digitales	57
5.6.	Serie de tiempo de los datos registrados por los geotermómetros a diferentes profundidades. Los datos se tomaron desde las 12 horas del día 15 hasta las 12 horas del día 18 de Julio de 2010, en el Observatorio de Huancayo en Huancayo.	58

5.7. Radiación de onda larga infrarroja y onda corta solar. Los datos se tomaron desde las 12 horas del día 15 hasta las 12 horas del día 18 de Julio de 2010, en el Observatorio de Huancayo.	60
5.8. Temperaturas de brillo en el IR4 del satélite GOES en los cuatro puntos más cercanos a la estación meteorológica de Huayao (T-GOES), temperatura ambiente, temperatura del suelo y temperatura a 2 cm de profundidad.	62
5.9. Velocidad del viento a 10 m de altura, durante los días de campaña, en el observatorio de Huancayo.	63
5.10. Noches temperatura del aire de las noches 1, 2 y 3 (de arriba abajo). . .	64
5.11. Perfiles de temperatura a las 19, 22, 00, 02, 04, 06 hr de la primera, segunda y tercera noche.	65
6.1. Comparación entre las temperatura observadas y estimadas mediante el modelo de difusión. Las corridas fueron realizadas para cada noche. . . .	67
6.2. Series de tiempo de la temperatura ambiente y la humedad específica durante los días que abarcó la segunda campaña.	68
6.3. Diferencia entre la temperatura de brillo promedio del satélite GOES (IR4) y la temperatura en caseta meteorológica en el Observatorio de Huancayo.	71
6.4. Eventos de temperatura mínima (izquierda) y a las 7 a.m. (derecha) luego de una observación de porcentaje de cielo cubierto durante las 19 horas del día anterior. El porcentaje de cielo cubierto se presenta como OCTAVOS. Los datos corresponden al periodo 2003-2008 de Mayo a Agosto.	73
7.1. Gráficos de dispersión entre $LW \downarrow$ de datos observados y obtenidos mediante el método de Angström. Los grupos de constante de derecha a izquierda son <i>a</i>): $a=0.71, b=0.148, c=0.041$; <i>b</i>): $a=0.82, b=0.326, c=0.094$; <i>c</i>): $a=0.82, b=0.250, c=0.094$; y <i>d</i>): $a=0.82, b=0.350, c=0.055$. . .	77
7.2. Gráficos de dispersión entre $LW \downarrow$ de datos observados y $LW \downarrow$ obtenidos mediante los métodos de Brunt, Swinbank, Idso and Jackson y Brutsaert.	78

7.3. Comparación entre los datos observados y estimados de $LW \downarrow$ mediante el método de Bolz(circulo) y Brunt(cruz).	80
7.4. Comparación entre $LW \downarrow$ observado y obtenido por el método de Brunt para cielos despejados. Serie de tiempo (Arriba) y dispersión (Abajo) desde las 13 horas del día 15 hasta las 13 horas del día 18 del mes de Julio	82
B.1. Distribución de termómetros para medir la temperatura del aire.	92
B.2. Observaciones de tipo de nube (bajas, medias y altas) y cantidad de cielo cubierto (en octavos) en el Observatorio de Huayao, Huancayo - Perú.	93
Las observaciones son realizadas a las 7, 13 y 19 horas.	93

Lista de tablas

2.1. Listado de los gases mas abundantes en la atmósfera terrestre, en porcentaje de partes por millón de volumen (ppmv).	5
2.2. Densidad de masa, calor específico, capacidad calorífica, capacidad térmica, conductividad térmica y difusividad térmica [3].	21
3.1. Variables de entrada del modelo SBDART.	26
3.2. Valores de las condiciones de control de las diferentes variables que intervienen en el modelo SBDART.	30
4.1. Tabla de las variables y parámetros de control para el análisis de sensibilidad del modelo de difusión.	42
4.2. Sensibilidad de la temperatura mínima del modelo a variaciones de la emisividad de la superficie del suelo y validos solo para $\varepsilon > 0.9$. Se evalúa la sensibilidad para diferentes valores de la forzante ($LW\downarrow$). La variación de la emisividad es: $\Delta\varepsilon = 0.01$	45
4.3. Valores de conductividad y la capacidad térmica según el contenido de humedad para suelos compuestos de arcilla [11].	46
4.4. Valores de conductividad y capacidad térmica del suelo como función del contenido de agua. En la última fila se dan los valores de sensibilidad de la temperatura mínima promedio entre 0 y 10, 10 y 20, 20 y 30; y 30 y 40 % $_h$	48
4.5. Sensibilidad de temperatura mínima a variación de las temperaturas superficiales de las condiciones iniciales.	49

5.1.	Días y horas a las cuales se registraron las mediciones de temperatura, el número de datos por fosa y la profundidad máxima a la cual se llegó.	53
5.2.	Registros del Observador a las 7, 13 y 19 horas de los días 15, 16 y 17 de Julio de 2010 de tipo de nube y cobertura nubosa. En la última columna la mediciones realizadas durante la segunda campaña.	61
6.1.	Variables características durante las noches de la segunda campaña. Humedad promedio (\bar{q}), temperatura mínima (T_{min}), y $LW_{ef} \downarrow$ durante la noche; T_{max} es la temperatura máxima antes de la noche.	69
6.2.	Variaciones de las noches 16-17 y 17-18 respecto de la primera noche de las variables de la Tabla 6.1.	70
7.1.	Métodos empírico de Angström, Idso and Jackson, Brunt, Swinbank y Brutsaert para la estimación de radiación infrarroja atmosférica. T es la temperatura dentro de una caseta, e es la presión de vapor de agua, y a , b y c son constantes empíricas.	76
7.2.	Parámetro de acuerdo al tipo de nube determinado por Bolz, 1949.	79
A.1.	Abreviaturas y clasificación según el tipo de nube. Tomado de Geiger (2003) y OMM (2006).	91

Abreviaturas y símbolos

SBDART	Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
IGP	Instituto Geofísico del Perú
OMM	Organización Meteorológica Mundial
TOA	Parte superior de la atmósfera(Top of the Atmosphere)
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite

1. Introducción

Esta tesis se desarrolló dentro del proyecto "Manejo de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro" (MAREMEX Mantaro) bajo el marco del convenio entre el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Institute Development Research Centre (IDRC) de Canadá.

De los fenómenos extremos que mayor impacto tienen en los Andes peruanos, uno de los que más destaca son las heladas, que consisten en la disminución de la temperatura por debajo de cero grados centígrados. Esto tiene consecuencias perjudiciales para la población, ya sea por la pérdida de cultivos, mortalidad en la ganadería, mayor número de enfermedades respiratorias, etc. En el valle del Mantaro, las heladas son consideradas como el segundo factor meteorológico que causa preocupación en la población dedicada a la agricultura [18].

Estudios realizados en el Mantaro señalan que las heladas se incrementan con la altura en ciertas zona en el Valle, y que los eventos de heladas durante el periodo de siembra se está incrementando en un promedio de ocho días por cada diez años [36]. Sin embargo las heladas en el valle tienen mayor ocurrencia durante los meses entre junio y agosto, asociados a poca cobertura nubosa y aire muy seco [18, 39].

Uno de los pocos trabajos realizados en el valle del Mantaro es la tesis desarrollada por J. Sanabria en el año 2009 con el título "Calibración y validación de modelos de pronóstico de heladas en el valle del Mantaro"; aquí Sanabria hace uso los modelos de Lhomme y Cellier basados en procesos físicos relacionados a conservación de energía, también usa los modelos empíricos de Allen, García y Young basados en mediciones de

humedad relativa, temperaturas del bulbo seco y húmedo. De estos modelos, sólo los de Cellier y García fueron validados, además mostraron ser útiles sólo en determinadas zonas del valle [31]. Sanabria resalta que una de las principales fuentes de error de las salidas de los modelos Cellier y Lhomme fue la estimación de la cantidad de radiación infrarroja atmosférica.

En esta investigación se analizarán las heladas en base a la información recopilada en la estación meteorológica del Observatorio de Huancayo, y de trabajos de campo que se realizaron con el fin de obtener datos íntimamente relacionados a los proceso de heladas como la temperaturas subsuperficial del suelo y la cantidad de radiación infrarroja proveniente de la atmósfera; este último es obtenido por un pirgeómetro, instalado en el observatorio de Huancayo (IGP) el 2010, que permite tener resultados más confiables. También se usarán modelos numéricos para determinar la influencia de las variables asociadas a las heladas.

En el capítulo segundo se hace un recuento de la teoría y conceptos a utilizar durante el desarrollo de este manuscrito, conceptos relacionados con la atmósfera e interacción con el suelo, teoría de radiación, capa límite, etc. En el tercer capítulo se entra en materia y se empieza con el uso de un modelo numérico radiativo (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) para analizar la cantidad de radiación infrarroja posible que emitiría la atmósfera en diferentes condiciones; esto utilizando perfiles atmosféricos teóricos de temperatura y humedad.

En el cuarto capítulo también se utiliza un modelo numérico, aunque esta vez desarrollado por el autor, basado principalmente en las ecuaciones del balance de energía en la superficie y difusión de calor en el suelo. Este modelo numérico simula las temperaturas durante la noche, forzado por la radiación infrarroja que emite la atmósfera hacia la superficie del suelo. En el Quinto capítulo se hace un recuento de la metodología y las actividades realizadas durante trabajos de campo para la recopilación de datos.

En el Capítulo 6 se hace el análisis de los resultados obtenidos, principalmente de los capítulos 3, 4 y 5. En el capítulo 7 se presentan resultados adicionales a la investigación, relacionados a la validación de modelos empíricos para la obtención de radiación

infrarroja que emite la atmósfera hacia la superficie del suelo en la zona de estudio. Finalmente en el capítulo 8 se presentan las conclusiones del presente trabajo de investigación, también se hacen algunas recomendaciones para investigaciones futuras relacionadas con este tema.

2. Fundamento Teórico

En este capítulo se hace un recuento sobre la teoría que se utilizará para explicar o describir los diferentes procesos físicos que ocurren asociados a la investigación que se va realizar. Se subdividirá en cuatro partes, primero se tratará sobre la atmósfera estándar, luego sobre la teoría de transferencia radiativa, teoría de conducción de calor en el suelo. En el último punto se definirá una "helada".

2.1. Atmósfera Estándar

Aquí se describe la composición y algunas ecuaciones importantes que rigen la atmósfera.

2.1.1. Composición

La atmósfera está constituida por una gran cantidad de gases como el nitrógeno, oxígeno, dióxido de carbono, etc. En la Tabla 2.1 se lista el porcentaje de volumen ocupado por los gases más abundantes en la atmósfera, además del origen y tiempo de vida de cada uno de estos. Estos en conjunto conforman el aire comúnmente denominado en meteorología como "aire seco". Por otro lado el vapor de agua también es un constituyente de la atmósfera, sin embargo, esta cantidad es variable y representa solo una pequeña parte menor al 0.01 % del volumen en la atmósfera.

2.1.2. Ecuaciones de la Atmósfera

En la atmósfera, como primera aproximación, se deben cumplir ciertas condiciones, tales como la ecuación hidrostática y la ecuación de estado de los gases ideales.

Tabla 2.1.: Listado de los gases mas abundantes en la atmósfera terrestre, en porcentaje de partes por millón de volumen (ppmv).

Gas	Formula química	Fracción		Origen
		de volumen ocupado	Tiempo de vida	
Nitrogeno	N ₂	78.084 %	1.6 x 10 ⁷ años	Biológico
Oxigeno	O ₂	20.946 %	3000 - 4000 años	Biológico
Argon	Ar	0.934 %	-	Radiogénico
Dióxido de carbono	CO ₂	379 ppmv	3 - 4 años	Biológico combustión
Neon	Ne	18.18 ppmv	-	Volcanicas
Helio	He	5.24 ppmv	-	Radiogénico
Metano	CH ₄	1.7 ppmv	9 años	Biológico, antropogénico

Ecuación de los Gases Ideales

Esta ley muestra la relación que existe entre la presión, densidad y temperatura de un gas en cuestión. A esta relación se denomina ecuación de estado de un gas ideal, y está dado por

$$p = \rho RT \quad (2.1)$$

Donde P , ρ , y T son la presión(Pa), densidad (kg m^{-3}) y la temperatura absoluta (K) del gas respectivamente. R es la constante de un gas en particular.

Al utilizar la ecuación anterior con el vapor de agua tenemos

$$e = \rho_v R_v T \quad (2.2)$$

y con el aire seco.

$$p_d = \rho_d R_d T \quad (2.3)$$

Aquí e y p_d y son la presión del vapor de agua y la presión del aire seco; y R_v ($=461 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) y R_d ($=287 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) son las constantes del vapor de agua y del aire seco.

Ecuación Hidrostática

Esta ecuación da razón del balance fuerzas que existe entre el peso de una parcela de aire y la fuerza neta de la presión atmosférica sobre esta. La ecuación es descrita por la siguiente relación

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho \quad (2.4)$$

Donde p es la presión, z la altura vertical, g la aceleración de gravedad y ρ la densidad del aire.

2.1.3. Humedad (Vapor de agua)

Asociadas al vapor de agua en el aire existen algunas variables que muestran alguna información a cerca de esta variable.

Humedad relativa

Es la razón existente entre la cantidad de vapor y la cantidad máxima de vapor que puede presentarse a una presión y temperatura dada. Indica que tan cerca se está para llegar al punto de saturación. Una forma de expresar esta relación es entre el cociente de las presiones del vapor asociadas a su estado real y saturado

$$HR = \frac{e_v}{e_s} \quad (2.5)$$

Donde e_v y e_s son las presiones del vapor real y saturado. Esta variable no indica la cantidad de vapor en el ambiente.

Humedad específica

A diferencia de la humedad relativa, esta variable da información acerca de la cantidad de vapor de agua en el ambiente. La humedad específica es uno de los mejores indicadores de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, e indica la proporción que existe entre la cantidad de aire húmedo y la cantidad total de aire.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} \quad (2.6)$$

Utilizando la ecuación de estado para el vapor de agua y el aire seco (Ecuaciones. 2.2 y 2.3) se obtiene

$$q = \frac{0.622 \times e_v}{(p - 0.378 \times e_v)} \quad (2.7)$$

2.1.4. Nubes

Las nubes forman parte importante en el balance de energía de la tierra ya que tienen la propiedad de reflejar parte de la radiación solar y además emitir radiación infrarroja hacia la superficie de la tierra. Algunos de los parámetros que caracterizan a las nubes en la atmósfera son la cantidad del vapor de agua y el tamaño de las gotas.

LWP y LWC (Cantidad de agua)

La cantidad de agua en una nube está determinada por los valores de LWP (Liquid Water Path) o LWC (Liquid Water Content), el primero mide la cantidad de agua en una columna de un espesor dado con un metro cuadrado de base (gm^{-2}), mientras que el segundo mide la cantidad de agua en toda la columna de un metro cuadrado de base (gm^{-3}). Ambas cantidades están relacionadas mediante la siguiente expresión

$$LWC = \int LWP dz \quad (2.8)$$

Tamaño de las gotas r_e

El tamaño de las gotas puede depender según el tipo de nube, siendo las de mayor tamaño aquellas que se encuentran dentro de una nube que está precipitando, y las de menor tamaño en una nube sin precipitación. El tamaño de las gotas en nubes con precipitación pueden estar aún en el orden de milímetros, y de las gotas de nubes sin precipitación en el orden de $10\mu\text{m}$ [29].

Una forma de calcular el radio efectivo de la gota es mediante la siguiente ecuación

$$r_e = \frac{3LWP}{2\rho_l\tau} \quad (2.9)$$

Donde τ es el espesor óptico (Ver Anexo 1), ρ_l es la densidad de las gotas de lluvia (=densidad del agua). Cantidades bajas de τ pueden estar relacionadas a tamaño de gotas grandes, mientras que para valores bajos de LWP también se presentan valores bajos de τ .

2.2. Transferencia Radiativa en la Atmósfera

En vista que se pretende comprender las componentes que son determinantes en la generación de una helada, se verán algunos conceptos importantes sobre la teoría de transferencia radiativa en onda larga o infrarroja en la atmósfera. La radiación infrarroja es importante durante la noche, ya que es la encargada de regular la temperatura de la superficie terrestre.

2.2.1. Leyes de Radiación

Antes de entrar en las definiciones de las leyes de radiación, se debe tener en consideración el concepto de que un cuerpo negro es un cuerpo ideal que puede absorber toda la radiación que a esta llega, es decir la absorción es completa, asimismo su emisividad será de la misma escala.

Ley de Planck

Esta ley relaciona la cantidad de energía que emite un cuerpo negro con la temperatura y una cierta longitud de onda, u onda monocromática. La relación matemática que describe esta ley, y que lleva el nombre de función de Planck está expresada por:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/K\lambda T} - 1)} \quad (2.10)$$

Donde:

$B_{\lambda}T$: Intensidad monocromática (J/m²/s/sr/longitud de onda)

h : Constante de Planck ($h=6.626 \times 10^{-34}$ Js)

k : constante de Boltzmann ($k=1.38 \times 10^{-23}$ JK⁻¹)

λ : Longitud de onda

c : Velocidad de la luz ($c=2.9973 \times 10^8$ ms⁻¹)

T : Temperatura absoluta (K)

Ley de Stefan - Boltzmann

La intensidad total de un cuerpo negro, se puede calcular integrando la función de Planck sobre todas las longitudes de onda, es decir

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T)d\lambda \quad (2.11)$$

obteniendo

$$B(T) = bT^4 \quad (2.12)$$

donde $b = 2\pi^4 K^4 / (15c^2 h^3)$.

Debido a que la radiación que emite un cuerpo negro es indistintamente igual en todas las direcciones (isotrópica), la densidad de flujo emitida por un cuerpo negro será

$$F = \pi B(T) = \sigma T^4 \quad (2.13)$$

donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann igual a $5.67 \times 10^{-8} \text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$, e indica que la densidad de flujo emitida por un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta.

Ley de Desplazamiento de Wien

Si se deriva la función de Planck (Ec. 2.10) respecto de la longitud de onda, y el resultado se iguala a cero, se puede obtener el valor de la longitud de onda correspondiente al máximo de la función de Planck.

$$\lambda_m = \frac{a}{T} \quad (2.14)$$

donde $a = 2.897 \times 10^{-3} \text{ mK}$. Esta ley nos dice que la longitud de onda de la máxima intensidad de un cuerpo negro es inversamente proporcional a la temperatura.

Ley de Kirchoff

Esta ley indica que para una longitud de onda dada, la emisividad de un material es igual a su absorptividad. Donde la absorptividad es la razón de energía que se absorbe y la que recibe el material o medio

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad (2.15)$$

Para una capa de la atmósfera, la absorptividad se aproxima a la unidad con el incremento de la longitud de camino óptico.

Las superficies naturales por lo general se comportan como cuerpos grises, es decir pueden emitir con una emisividad menor a la unidad en ciertas longitudes de onda ($\epsilon_\lambda < 1$). Si tomamos como ejemplo las longitudes de onda correspondiente a la ventana atmosférica (de 8 a 14 μm), las superficies tales como agua, suelo húmedo y vegetación tienen emisividades de 0.97 a 0.99 [3].

2.2.2. Ecuación de Transferencia Radiativa

Si un haz de radiación atraviesa cierta capa de la atmósfera, este deberá sufrir una variación debido a su interacción con los diferentes componentes. Dicha variación esta descrita por la siguiente ecuación general de transferencia radiativa.

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (2.16)$$

donde k_λ es la sección transversal de extinción por unidad de masa para una longitud de onda dada. I_λ es la intensidad del haz antes de ingresar al medio, dI es la variación que sufre el haz incidente antes de salir del medio, J_λ es una fuente dentro del medio y ds es el espesor del medio.

En la ecuación de transferencia radiativa Ec. 2.16, el primer término de la derecha genera el decremento de la intensidad de radiación incidente debido a los procesos de absorción y dispersión que se dan dentro del medio, mientras que segundo término tiene

un efecto de incrementar la intensidad de radiación incidente ya que actúa como fuente de energía.

2.2.3. Ecuación de Transferencia Radiativa para planos paralelos en la Atmósfera

Considerar a la atmósfera como un conjunto de planos paralelos suele ser muy conveniente para simplificar la solución de la ecuación de transferencia radiativa. Si llamamos z coordenada vertical como muestra la Figura 2.1, entonces la ecuación de transferencia tomará la siguiente forma

$$\cos \theta \frac{dI(z; \theta, \phi)}{k \rho dz} = -I(z; \theta, \phi) + J(z; \theta, \phi) \quad (2.17)$$

donde θ indica el ángulo de inclinación de un vector respecto de la normal, ϕ el ángulo azimutal respecto del eje x .

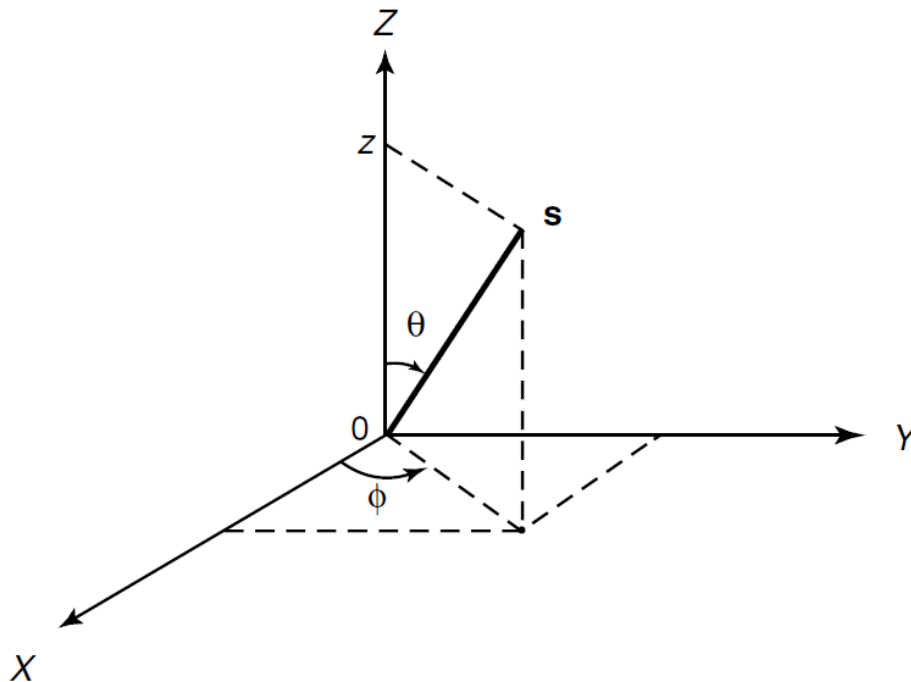


Figure 2.1.: Esquema para la aproximación de la ecuación de la ecuación de transferencia radiativa mediante planos paralelos.

Introduciendo el espesor óptico en la vertical

$$\tau = \int_z^\infty k \rho dz' \quad (2.18)$$

y haciendo $\mu = \cos \theta$ se obtiene la siguiente expresión

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \phi) - J(\tau; \mu, \phi) \quad (2.19)$$

que es la ecuación básica de transferencia radiativa en planos paralelos. Si trasladamos el primer término del lado derecho de la ecuación y dividimos y multiplicamos cada un de los términos por μ y $e^{\frac{\tau}{\mu}}$ (factor integrante) respectivamente, obtenemos

$$d \left(e^{\frac{\tau}{\mu}} I(\tau; \mu, \phi) \right) = - \frac{J(\tau; \mu, \phi)}{\mu} \quad (2.20)$$

que es una ecuación mas fácil de manejar al momento de la integración. Si se considera en las fronteras a $\tau = \tau^*$ y $\tau = 0$ en la superficie y en el tope de la atmósfera (TOA) como se aprecia en la Fig. 2.2, entonces podemos calcular la intensidad $I(\tau; \mu, \phi)$ que va en dirección hacia arriba integrando desde τ^* hasta τ . Con esto se obtiene

$$I(\tau; \mu, \phi) = I(\tau^*; \mu, \phi) e^{-(\tau^* - \tau)/\mu} + \int_{\tau^*}^{\tau} J(\tau'; \mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (2.21)$$

Del mismo modo se puede hallar la intensidad de radiación que se dirige hacia abajo cambiando al factor integrante por $(e^{\frac{\tau}{\mu}})$ y cambiando μ por $-\mu$, de lo cual se obtiene

$$I(\tau; -\mu, \phi) = I(0; -\mu, \phi) e^{-\tau/\mu} + \int_0^{\tau} J(\tau'; -\mu, \phi) e^{-(\tau - \tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (2.22)$$

Los primeros términos del lado derecho de estas dos últimas ecuaciones representan las reducciones que van sufriendo las intensidades $I(\tau; \mu, \phi)$ y $I(\tau; -\mu, \phi)$, que se emiten desde las fronteras al ir atravesando la atmósfera.

El segundo término representa la contribución por emisión de cada uno de los planos paralelos que se encuentran entre la frontera y el plano donde se desea determinar $I(\tau; \pm\mu, \phi)$. Si consideramos al medio como emisor - dispersivo, entonces podemos

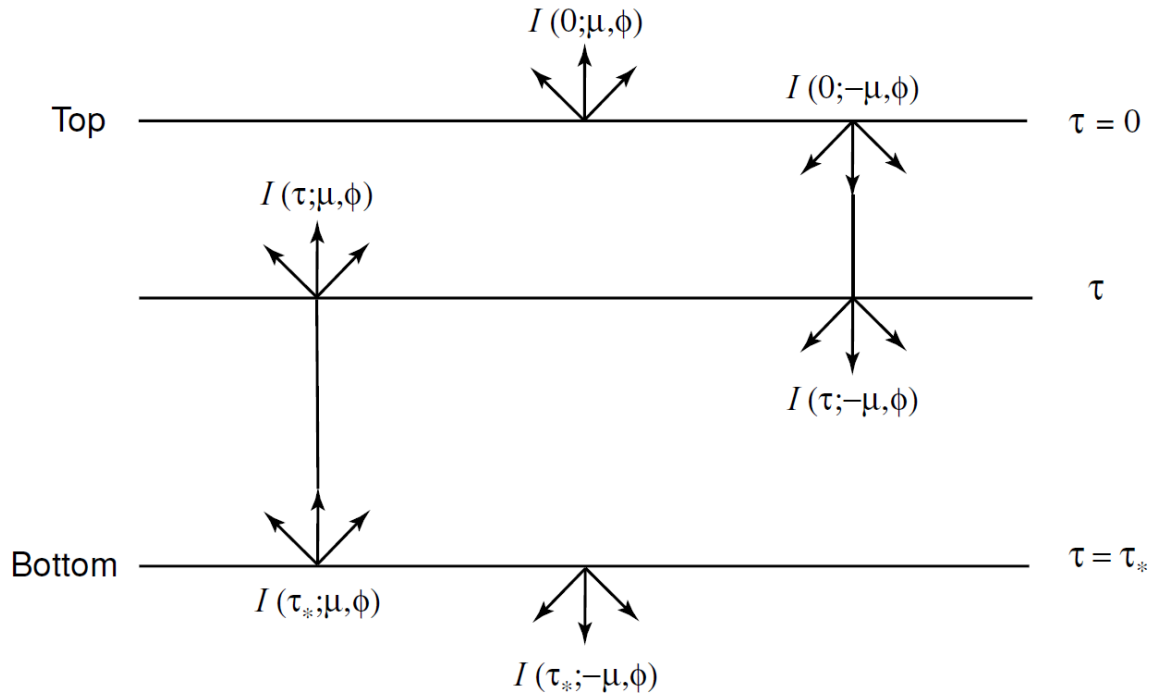


Figure 2.2.: Intensidades de radiación hacia arriba y hacia abajo a un nivel τ .

considerar que la fuente esta dada por la Ley de Planck, es decir, $J(\tau; \pm\mu, \phi) = B_\lambda(T)$ [20].

2.2.4. Otros métodos

Existen también otros métodos que se pueden usar para calcular los valores de LW_\downarrow , ya que en ocasiones se puede no tener los datos de radiosondas o globos cautivos, que siempre son necesarios para usar la ecuaciones de transferencia radiativa.

Algunas suposiciones que se hacen, es asumir que la atmósfera emite la radiación como un cuerpo gris, usando la ecuación de Stefan-Boltzmann (Ec. 2.13) multiplicada por la emisividad de la atmósfera y cambiando la temperatura por la temperatura efectiva de la atmósfera. Por esto es mas viable asociarlos a las características del aire cerca a la superficie usando la temperatura y la emisividad en caseta meteorológica.

También existen los métodos denominados empíricos que utilizan además de la temperatura y emisividad en caseta meteorológica, otros parámetros que casi siempre dependen

del lugar donde se quiera calcular $LW\downarrow$ [11].

2.2.5. Efecto de nubes

Las nubes juegan un papel muy importante durante la noche ya que modulan la temperatura de la superficie mediante la emisión de radiación infrarroja [16]. Al contener estas agua líquida en forma de gotas, estas tienen el efecto de incrementar la emisividad de la atmósfera con el incremento del agua líquida. Las nubes bajas son más emisivas que las nubes altas.

2.3. Transferencia de Calor en el Suelo

La temperatura del suelo varía en respuesta a los cambios en los procesos de intercambio de energía que se dan cerca a la superficie del suelo.

2.3.1. Balance de Energía en la Superficie

Cerca a una superficie ideal actúan diversos flujos de energía, estos flujos tienen unidades de $J s^{-1} m^{-2}$ o $W m^{-2}$ cuantifican la energía que atraviesa una unidad de área en una unidad de tiempo, esto en el SI. Existen cuatro tipos de flujos de energía fundamentales, entre estos se encuentran los flujos por radiación neta, calor sensible, calor latente y por conducción desde el subsuelo.

Si se considera una superficie muy delgada en la interface suelo - atmósfera, de manera que no tenga masa ni capacidad calorífica, entonces los flujos que ingresan y salen de esta superficie deberían compensarse por conservación de la energía [3]. La ecuación fundamental que describe este proceso está dado por

$$Q_G + SH + LH + Q^* = 0 \quad (2.23)$$

donde los términos de derecha a izquierda son el flujo de calor por conducción, flujo de calor sensible, flujo de calor latente y flujo de radiación neta.

A continuación se explicará brevemente cada uno de los términos de la Ec. 2.23

Flujo por Conducción en el Suelo (Q_G)

El primer término Q_G está determinado por el flujo de energía desde el subsuelo hacia la superficie o desde la superficie hacia el subsuelo. Durante las noches de invierno por lo general la energía fluye desde el subsuelo hacia la superficie, siendo así el flujo positivo; mientras que durante las tarde de verano Q_G es por lo general negativo ya que hay transporte de energía hacia el subsuelo. El primer caso ocurre debido a que el subsuelo esta más caliente que la superficie y el segundo porque la superficie presenta mayor temperatura que el subsuelo.

El flujo de calor por conducción se puede cuantificar usando la ley *Fourier*, que indica que el flujo de calor por conducción Q_G es proporcional al gradiente de temperatura.

$$Q_G = -\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.24)$$

κ es la conductividad térmica del suelo ($\text{WK}^{-1}\text{m}^{-1}$), y el signo (-) indica que el flujo es en dirección contraria hacia donde se incrementa la temperatura (gradiente). A esta ecuación también se le denomina primera ley de conducción de calor.

Flujo Calor Sensible (SH)

SH representa el flujo de calor sensible que está asociado a la diferencia de temperatura existente entre la temperatura a nivel de superficie y la temperatura del aire. Su valor puede es positivo si la energía fluye desde al aire hacia la superficie y negativo cuando fluye en sentido contrario. Este flujo de energía principalmente se debe al intercambio de energía por intercambio de masa o mezcla del aire cerca a la superficie con el que se encuentra por encima. [3].

Flujo de Calor Latente (LH)

Este flujo de energía cerca a la superficie del suelo esta asociado al cambio de fase del agua, es decir cuando hay evaporación o condensación desde o sobre la superficie del suelo. En el primer caso el término LH será positivo y negativo en el segundo.

Las siguientes expresiones (Ecs. 2.25 y 2.26) puede ser usada para representar el flujo de calor sensible y de vapor en la superficie

$$SH = C_H \bar{M} (\bar{T} - T_G) \quad (2.25)$$

$$LH = C_E \bar{M} (\bar{q} - q_G) \quad (2.26)$$

Donde \bar{M} es la velocidad del viento promedio, T y q son las temperatura y humedad del aire; y T_G q_G representan la temperatura y humedad sobre la superficie del suelo. Los coeficientes C_E y C_H van a depender de las condiciones de estabilidad, así por ejemplo para condiciones neutras estos coeficientes se pueden considerar similares, y sus valores típicos van de 1×10^{-3} a 5×10^{-3} [33].

Flujo por Radiación neta (Q^*)

El flujo de radiación neta es uno de los mas importantes términos en el balance de energía en la superficie y considera la suma de radiación emitida en dos rangos espectrales bien diferenciados: radiación de onda larga (LW) y onda corta (SW). La radiación neta esta dada por la siguiente expresión

$$Q^* = LW \downarrow - LW \uparrow + SW \downarrow - SW \uparrow \quad (2.27)$$

$LW \downarrow$ es el flujo de onda larga que el suelo recibe y que es emitida casi en su totalidad por toda la atmósfera, y es dependiente de la temperatura, humedad y cobertura nubosa por lo que en el día suele ser relativamente mayor que durante la noche [11]. $LW \uparrow$ representa el flujo de radiación de onda larga emitida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera, esta por lo general tiene dependencia de la temperatura del suelo y de la emisividad de este. $SW \downarrow$ es la radiación de onda solar que recibe la superficie terrestre luego de viajar por el espacio y atravesar la atmósfera terrestre, donde parte de esta radiación es reflejada al espacio. Finalmente esta $SW \uparrow$ que es la radiación de onda corta que el suelo refleja hacia la atmósfera, por lo que depende mucho del albedo del suelo y del valor de $SW \downarrow$.

Durante la noche esta ecuación tiende a simplificarse por la ausencia de radiación solar, quedando solo los dos primeros términos asociados con radiación de onda larga.

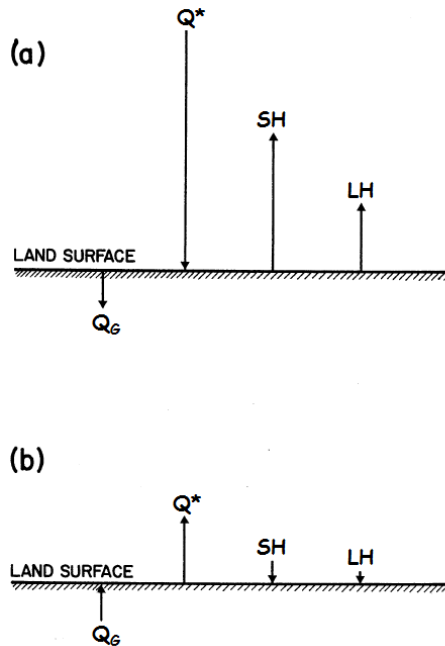


Figure 2.3.: Flujos de energía típicos durante el día (a) y la noche (b). (Adaptado de Arya, 2001)

En la Figura 2.3 se muestran los flujos de energía típicos durante el día (a) y la noche (b). Durante el día Q^* es positivo ya que la radiación que predomina es la radiación solar o de onda corta, esto a la vez genera el calentamiento directo de la superficie terrestre que luego calienta el aire que se encuentra inmediatamente sobre este y generando así un flujo de calor sensible desde la superficie hacia la atmósfera, es decir flujo negativo. Aquí la temperatura de la superficie del suelo también es mayor que la temperatura del subsuelo, lo que genera un flujo de calor desde la superficie hacia el fondo del suelo o un flujo negativo de Q_G . En cuanto al LH , si la superficie contiene humedad, será más fácil que se evapore durante el día debido al calentamiento de la superficie del suelo, produciéndose así un flujo negativo de LH .

En contraparte, durante la noche el flujo radiativo neto es negativo, ya que predomina la radiación de onda larga emitida por la superficie del suelo ($LW\uparrow$), aún siendo esta menor que durante el día debido a su temperatura. La pérdida de radiación de la superficie implica el enfriamiento de esta, lo que enfría el aire adyacente al suelo generando así

un flujo negativo de SH. Debido al enfriamiento de la superficie durante la noche la temperatura suele ser menor que las temperaturas del subsuelo, por lo que se presenta un flujo por conducción desde el subsuelo hacia la superficie ($Q_G > 0$). También puede ser común que durante la noche se presente condensación sobre la superficie debido al incremento de la humedad relativa por el consiguiente decremento de la temperatura que iguala la temperatura del punto de rocío.

En realidad todos las componentes de la Ecuación 2.23 dependen de diferentes factores tales como el tipo de suelo y sus características (humedad del suelo, textura, vegetación. etc.), ubicación geográfica, mes o estación, hora del día y el estado del tiempo [3].

2.3.2. Ecuación de difusión de calor

Esta ecuación se basa en la ley de conservación de la energía en forma de la ecuación de continuidad, y para un elemento de volumen que carece de fuentes internas de calor. De esta manera la tasa de cambio de contenido de calor en un elemento de volumen debe ser igual a al cambio de flujo con la distancia. Matemáticamente se expresa de la siguiente manera

$$(\rho C) \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (Q_G) \quad (2.28)$$

si reemplazamos la Ec. 2.24 en esta última de obtiene

$$(\rho C) \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(-\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.29)$$

donde T es la temperatura como función de profundidad y del tiempo ($T=T(z,t)$), ρ y C son la densidad (kg m^{-3}) y el calor específico ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) del medio y al producto de ambos se denomina capacidad térmica ($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$). A esta ecuación también se le denomina segunda ley de conducción de calor.

La ecuación de difusión de calor puede determinar la distribución espacial de temperatura y su evolución en el tiempo dada las condiciones iniciales y de frontera [13].

2.3.3. Conductividad y Capacidad Térmica

La conductividad térmica y la capacidad térmica son dos propiedades muy importantes cuando se habla de transferencia de calor por un medio, ya que pueden determinar la distribución espacial y temporal de la temperatura, dada las condiciones iniciales y de frontera. La conductividad térmica controla los flujos de energía en el medio y es la cantidad de energía que atraviesa $1m$ de distancia en un segundo, cuando la diferencia de temperatura en los extremos es de 1 K ; mientras que la capacidad térmica indica la habilidad para absorber la energía como la cantidad de energía suministrada a una unidad de volumen para incrementar su temperatura en 1 K .

Estas propiedades dependen del tipo de suelo, es decir, están definidas por su composición. Pueden variar según las sustancias orgánicas o inorgánicas tales como restos de hojas y partículas sólidas de diferentes tamaños; otro factor es la disponibilidad de agua que pueda tener el medio, ya que por lo general cuanto más agua retenga el medio más conductividad y capacidad térmica presentará; también está los espacios de aire que hay entre las partículas del suelo. En la Tabla 2.2 se puede apreciar las propiedades físicas térmicas de algunos materiales. Por todo esto las propiedades físicas no son constantes al ir variando la profundidad.

Tabla 2.2.: Densidad de masa, calor específico, capacidad calorífica, capacidad térmica, conductividad térmica y difusividad térmica [3].

Material	Condition	ρ $kgm^{-3} \times 10^3$	c $Jkg^{-1}K^{-1} \times 10^{-3}$	C $Jm^{-3}K^{-1} \times 10^{-6}$	κ $Wm^{-1}K^{-1}$	D $m^2s^{-1} \times 10^{-6}$
Air	20°C, Still	0.0012	1.01	0.0012	0.025	20.50
Water	20°C, Still	1.00	4.18	4.18	0.57	0.14
Clay soil	0°C, Pure	0.92	2.10	1.93	2.24	1.16
Snow	Fresh	0.10	2.09	0.21	0.08	0.38
Snow	Old	0.48	2.09	0.84	0.42	0.05
Sandy soil	Fresh	1.60	0.80	1.28	0.30	0.24
(40% pore space)	Saturated	2.00	1.48	2.96	2.20	0.74
Clay soil	Dry	1.60	0.89	1.42	0.25	0.18
(40% pore space)	Saturated	2.00	1.55	3.10	1.58	0.51
Peat soil	Dry	0.30	1.92	0.58	0.06	0.10
(80% pore space)	Saturated	1.10	3.65	4.02	0.50	0.12
Rock	Solid	2.70	0.75	2.02	2.90	1.43

En la Tabla 2.2 se muestran algunos valores de conductividad y de capacidad térmica para diferentes medios. Los suelos como arena y arcilla presentan variaciones considerables al incrementar la cantidad de agua.

2.3.4. Comportamiento de la temperatura en suelos

Una representación matemática práctica de como varia la temperatura en la superficie es mediante el uso de una onda sinusoidal.

$$T(z = 0, t) = T e^{-i\omega t} \quad (2.30)$$

donde ω es la frecuencia angular que indica los ciclos por unidad de tiempo de la temperatura T . Si utilizamos esta última ecuación como condición de frontera en la superficie y se asume que para profundidades muy grandes la temperatura no sufre variaciones $T(z = \infty, t) = T_0$, se puede obtener una solución analítica de la Ec. 2.29. La solución esta dada por

$$T(z, t) = T_0 + T_A e^{z/d} e^{i(z/d - \omega t - \alpha)} \quad (2.31)$$

donde

$$d = (2D/\omega)^{1/2} \quad (2.32)$$

es una profundidad característica donde la amplitud de la temperatura se reduce en gran parte y se denomina *profundidad de amortiguamiento*. Esta profundidad depende de los parámetros físicos del suelo y se incrementa con la difusividad.

2.4. Helada

No existe una definición exacta sobre una helada, sin embargo, algunas de las definiciones que se usan en la literatura son:

1. La ocurrencia de temperatura menor o igual a 0°C , medido en caseta meteorológica a una altura de entre 1.25 y 2.00 m [14, 15, 19].
2. Cuando la temperatura del aire es menor que 0°C , aún sin definir el tipo de cubierta ni la altura a la que se encuentre [30, 12].
3. Cuando la temperatura de la superficie cae por debajo de 0°C [7]; y la existencia de las bajas temperaturas del aire causan daño o muerte a las plantas, aun sin la formación de hielo [38, 40].

Por otra parte la OMM (Organización Meteorológica Mundial) define una helada a las condiciones donde la temperatura cerca a la superficie de la tierra caen por debajo del punto de congelación del agua (0°C) [42].

Esta última está más relacionada con la agricultura, ya que asocia las heladas con los daños que causan en los cultivos. Inclusive los daños en las plantas pueden presentarse con temperaturas por encima de los 0°C , de manera que también dependerá del tipo de cultivo.

Además de esto las heladas también son clasificadas en dos categorías: Advectivas y radiativas, esto según el fenómeno meteorológico asociado.

2.4.1. Heladas Advectivas

Como el mismo nombre hace referencia, este tipo de heladas tienen su origen en la advección de aire frío asociadas a sistemas de gran escala o sistemas sinópticos. Ocurre cuando aire frío ingresa en una zona, reemplazando el aire caliente presente antes del cambio de tiempo. Generalmente esta asociado con condiciones nubosas, vientos de moderado a fuertes, baja humedad relativa y sin presentar temperatura de inversión [8]. En Sudamérica, por ejemplo, se genera generalmente por el ingreso de masas de aire frío y seco desde la parte sur del continente [10].

2.4.2. Heladas Radiativas

Este tipo de heladas son las más comunes y se caracterizan por la presencia de cielos despejados, calma o vientos suaves, presentan temperatura de inversión, baja temperatura de rocío y temperaturas que por lo general se encuentran por debajo de los 0°C . En la Figura 2.4 se observa como la temperatura se va incrementando desde la superficie aún a alturas que sobrepasan el nivel de caseta meteorológica.

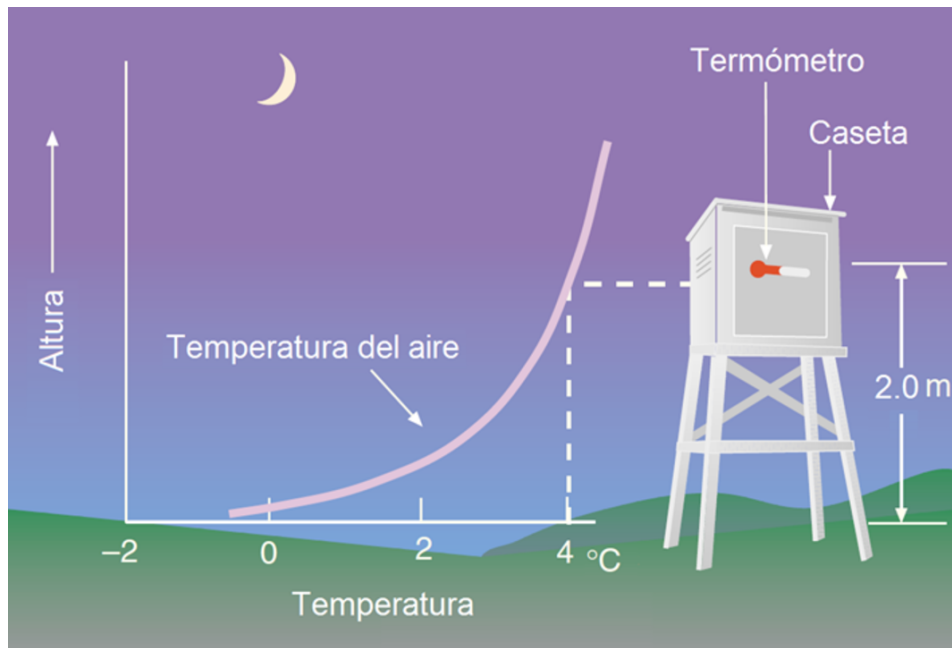


Figure 2.4.: Perfil característico de la temperatura cerca a la superficie durante la ocurrencia de una helada radiativa [2].

Durante las noches claras o cuando el cielo esta libre de la presencia de nubes, la superficie terrestre recibe menos energía de la atmósfera de la que recibiría si el cielo presentara presencia de nubes. Esto hace que la temperatura de la superficie descienda aún más, de manera que se incrementa la probabilidad de la presencia de un evento de helada. Los vientos muy débiles también son favorables para la generación de un evento de helada ya que favorecen la no mezcla del aire adyacente a la superficie (más frío) con el aire por encima de este nivel (más cálido).

3. Modelo de Transferencia Radiativa en la Atmósfera

En este capítulo se analizará el comportamiento de la radiación infrarroja atmosférica ($LW\downarrow$) percibida en la superficie del suelo. Para esto se usará un modelo numérico de transferencia radiativa en la atmósfera, basado en las leyes físicas de radiación descritas en el Capítulo 2.

3.1. El Modelo SBDART

Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART) es un modelo numérico que se simula los procesos físicos que tienen ocurrencia en la atmósfera. Fue desarrollado por la Universidad de California (Santa Barbara) . Utiliza los cálculos basados en la ecuación de transferencia radiativa para planos paralelos. Simula la interacción de los diferentes gases que existen en la atmósfera con la radiación en diferentes longitudes de onda, desde el espectro que comprende la radiación emitida por el sol hasta aquella parte del espectro emitida por "cuerpos negros" con temperaturas cercanas a la de la tierra.

Realiza los cálculos basándose principalmente en los perfiles de presión, temperatura, cantidad de humedad y ozono en la atmósfera. Adicionalmente se pueden agregar otros parámetros como cantidad de dióxido de carbono (CO_2) y metano (CH_4).

3.2. Variables de entrada

Debido a que la radiación de onda larga y onda corta interacciona principalmente con gases como el vapor de agua, el ozono, el dióxido de carbono y el metano; el modelo SBDART considera a estos tomando en cuenta la presión, temperatura y altura a la que se encuentran dichos elementos.

En la Tabla 3.1 se hace un listado de las variables principales y opcionales para poner en funcionamiento el modelo SBDART. Entre los principales se tiene a la presión, temperatura, humedad y ozono. Adicionalmente se puede considerar nubes, las cuales van a estar caracterizadas por el LWP, IWP (Ice Water Path), los radios efectivos de las partículas respectivas y el porcentaje de cobertura nubosa.

Otros gases importantes están determinados por defecto, así en el caso de la cantidad de CO_2 y CH_4 estos valores son 360.00 PPM y 1.74 PPM respectivamente.

Tabla 3.1.: Variables de entrada del modelo SBDART.

Tipo	Variable	Unidad
Atmósfera (Necesario)	Presión	hPa
	Temperatura	K
	Humedad	g/m^3
	Ozono	g/m^3
Nubes (opcional)	LWP, IWP	g/m^2
	r_e (radio efectivo)	μm
	Cobertura nubosa	%
Otros (por defecto)	Dióxido de Carbono	ppm
	Metano	ppm

3.3. Condiciones de Control

El análisis de sensibilidad se hará sobre ciertas condiciones de control, sobre el cual se variará parámetros en la atmósfera. Principalmente estas variaciones se realizarán dentro de la capa límite, ya que, la variabilidad de la atmósfera se da dentro de esta capa; influenciado por el ciclo diurno debido al calentamiento y enfriamiento de la superficie del suelo y también por la presencia de nubes [9].

Los perfiles de presión, temperatura, humedad y ozono que utiliza el modelo SBDART fueron obtenidos a partir de perfiles atmosféricos de escala sinóptica, de datos de re-análisis (NCAR) y de un perfil representativo de zonas tropicales [41, 23].

Sobre estos perfiles se harán algunas consideraciones dentro de la capa límite, pero teniendo en cuenta que estas modificaciones deben ser consistentes con las ecuaciones de estado e hidrostática (Ecs. 2.4 y 2.1). En la Figura 3.1 se muestra un perfil de la atmósfera (temperatura, humedad) hasta los 10 km de altura.

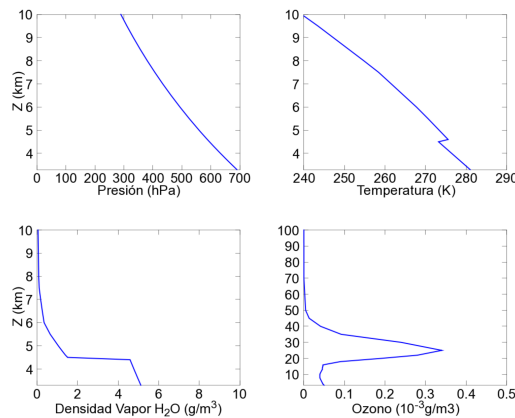


Figure 3.1.: Perfil de la atmósfera hasta los 10 km con las condiciones de control.

A continuación se da una breve explicación de las consideraciones que se realizan para modificar las condiciones de control dentro de la capa límite.

Temperatura

La temperatura de la capa límite estará determinada por la temperatura de la superficie, se acuerdo al decaimiento de la temperatura con la altura según el valor de la adiabática húmeda. Esto es según la ecuación

$$T(z) = T_s - z \times \Gamma \quad (3.1)$$

esta ecuación indica que la temperatura decae a una razón constante dada por Γ .

Humedad específica (q)

La humedad específica dentro de la capa límite será considerada constante, esto como indicativo de que la mezcla dentro de esta capa es intensa [28].

También se tiene en cuenta que la distribución de temperatura, presión y humedad deben ser consistentes, es decir, deben cumplir con las relaciones dadas por la ecuación hidrostática y la ecuación de estado, Ecs. 2.1 y 2.4.

Para el perfil de temperatura se tomará como referencia la temperatura en la capa más baja, ya que las variaciones a este nivel se verán reflejadas en las demás capas con el mismo incremento o decremento de temperatura. Asimismo la variación de la humedad específica será igual en todas las capas. En la Figura 3.2 se puede ver el aumento o disminución de estas variables dentro de la capa límite.

Los perfiles de temperatura por encima de la capa límite se mantienen invariantes, esto debido a que se encuentra influenciado por los procesos que ocurren en la interfase suelo - atmósfera, tales como la mezcla del aire y la humedad por procesos de convección. Los valores del perfil de temperatura fueron determinados en base a la climatología de la temperatura mínima y temperatura media a 2m de la superficie para la cuenca del Mantaro [18]. El perfil de humedad específica constante sobre la capa límite se determinó en base a los valores medios obtenidos a 2m sobre la superficie superficie en el Observatorio de Huancayo del IGP.

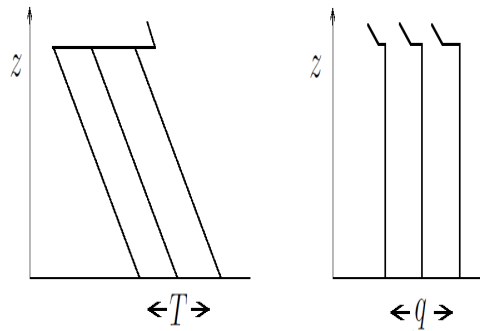


Figure 3.2.: Perfil control de temperatura (T) y humedad específica (q)

Radio efectivo y LWP en una nube

Valores representativos de $6 \mu\text{m}$ para nubes continentales y $12 \mu\text{m}$ para nubes sobre el océano son mencionados por Turner [37] para realizar análisis de sensibilidad en nubes. Asimismo utiliza valores de LWP desde 0 hasta 100 g/m^2 , ya que, las nubes no presentan sensibilidad para valores superiores a estos.

Espesor de la nube y capa límite

A partir de las observaciones realizadas en el Observatorio de Huancayo, sobre altura de las nubes estratocúmulus, se estima la altura de la capa límite. Esto debido a que la inversión que se crea sobre la capa límite impide el ascenso a mayor altura de las nubes. La altura estimada promedio es de 1200 m.

Turner et. al. (1993) cita experimentos utilizando espesores de nubes estratocúmulus de 400 m y de 200 m con radios efectivos de 9.5 y $6 \mu\text{m}$ respectivamente. Aquí se utilizará un espesor constante de 200 m con base a una altura de 1000 m.

En la Tabla 3.2 se indican los valores de las diferentes variables de control.

Tabla 3.2.: Valores de las condiciones de control de las diferentes variables que intervienen en el modelo SBDART.

Variable	Temperatura (T)	Humedad (q)	Radio efectivo (r_e)	LWP
Unidad	K	g/kg	μm	g/m^2
Valor	8	6	10	40

3.4. Análisis de Sensibilidad

A continuación se realiza el análisis de sensibilidad de $\text{LW}\downarrow$ a variaciones de la temperatura, humedad específica, tamaño de las gotas y LWP.

3.4.1. Temperatura y humedad específica

En la Figura 3.3 se observa en contornos los valores de $\text{LW}\downarrow$ para diferentes perfiles de humedad específica y temperatura de la capa límite. Los valores se encuentran entre los 200 y 250 Wm^{-2} y los máximos y mínimos se presentan cuando la temperatura y la humedad específica, ambos, son máximos y mínimos respectivamente.

Cuando la temperatura sufre un incremento, también es de esperarse que $\text{LW}\downarrow$ aumente por la Ley de Planck, ya que también se incrementara la cantidad de energía emitida. Por otro lado el $\text{LW}\downarrow$ aumenta también por el incremento de la emisividad por el incremento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera (humedad específica).

En la Figura 3.3b se observa como la sensibilidad es menor para valores más altos de la humedad específica, desde $5.7 \text{ Wm}^{-2}/(\text{g}/\text{kg})$ en $3 \text{ g}/\text{kg}$ hasta alrededor de $4.6 \text{ Wm}^{-2}/(\text{g}/\text{kg})$ para valores cercanos a $9 \text{ g}/\text{kg}$. Esto quiere decir que $\text{LW}\downarrow$ aumenta mas rápidamente cuando los valores de humedad son menores.

En la Figura 3.3c se muestra la sensibilidad de $\text{LW}\downarrow$ a variaciones de la temperatura en la capa límite para diferentes valores de humedad. Cuando la humedad se mantiene constante en la capa limite la sensibilidad de $\text{LW}\downarrow$ respecto de los cambios de temperatura se mantiene entre los 2.47 y $2.58 \text{ Wm}^{-2}/\text{K}$ para cambios de temperatura de 5 a 11°C . Para valores constantes de humedad específica 3 y $9 \text{ g}/\text{kg}$ se obtienen sensibilidades de

2.42 y 2.63 Wm^{-2}/K en promedio.

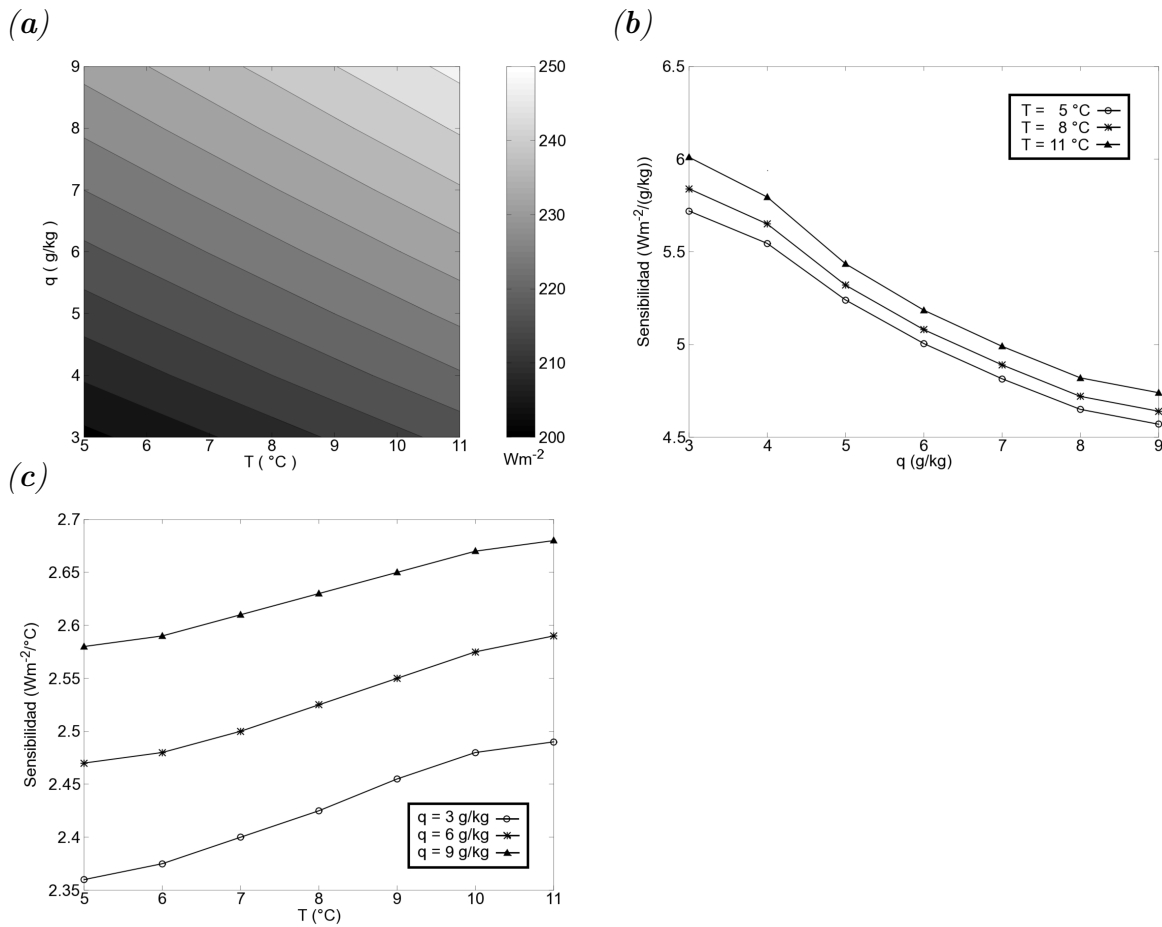


Figure 3.3.: (a) Valores de $\text{LW}\downarrow$ sujetos a diferentes valores de temperatura y humedad de la capa límite (contornos cada 4 Wm^{-2}). En (b) y en (c) se muestra la sensibilidad de $\text{LW}\downarrow$ a variaciones de la temperatura y humedad de la capa límite.

3.4.2. Contenido de agua (LWP)

A diferencia de los valores que alcanza $\text{LW}\downarrow$ con diferentes valores de humedad y temperatura del caso anterior, en la Figura 3.4a alcanza valores superiores a 300 Wm^{-2} . En primera aproximación podemos decir que $\text{LW}\downarrow$ es mucho más sensible a las variaciones de LWP que a cambios en el radio de las gotas de la nube.

En la Figura 3.4.d se muestra la diferencia entre condiciones con nubosidad, con diferentes valores de r_e y LWP, y condiciones despejadas. El efecto neto de ubicar 10 g/m^2

en LWP en la atmósfera es de incrementar $LW\downarrow$ en aproximadamente 50 Wm^{-2}

La sensibilidad de la radiación infrarroja a cambios de humedad específica presenta un decaimiento desde los $6 \text{ Wm}^{-2}/\text{gm}^{-2}$ hasta hacerse prácticamente nulo en 50 gm^{-2} de LWP. A partir de los 50 Wm^{-2} y hasta valores superiores de LWP, $LW\downarrow$ no presenta variaciones, por lo que la sensibilidad será nula, esto se puede apreciar con más claridad en la Figura 3.4.c. Esto último ocurre debido a que la nube no puede seguir incrementando su emisividad por encima del valor de un cuerpo negro[32].

3.4.3. Radio efectivo de las gotas (r_e)

Aquí se observa que $LW\downarrow$ tiene un comportamiento casi invariante respecto a cambios de r_e . Para nubes con LWP de 10 y 40 gm^{-2} se muestran sensibilidades de -2.0 y -0.5 $\text{Wm}^{-2}/\mu\text{m}$ respectivamente; esto indica que $LW\downarrow$ tiende a disminuir con el incremento de radio efectivo de las gotas. Esto puede explicarse por el incremento del espesor óptico debido a que al aumentar r_e genera una disminución del espesor óptico (de la Ec.2.9).

Para valores de LWP superiores a 70 gm^{-2} la sensibilidad es casi nula o nula, principalmente debido a que el tamaño de las gotas ya no tiene efecto sobre $LW\downarrow$. Lo que indica la importancia de la cantidad de agua líquida en el análisis de sensibilidad.

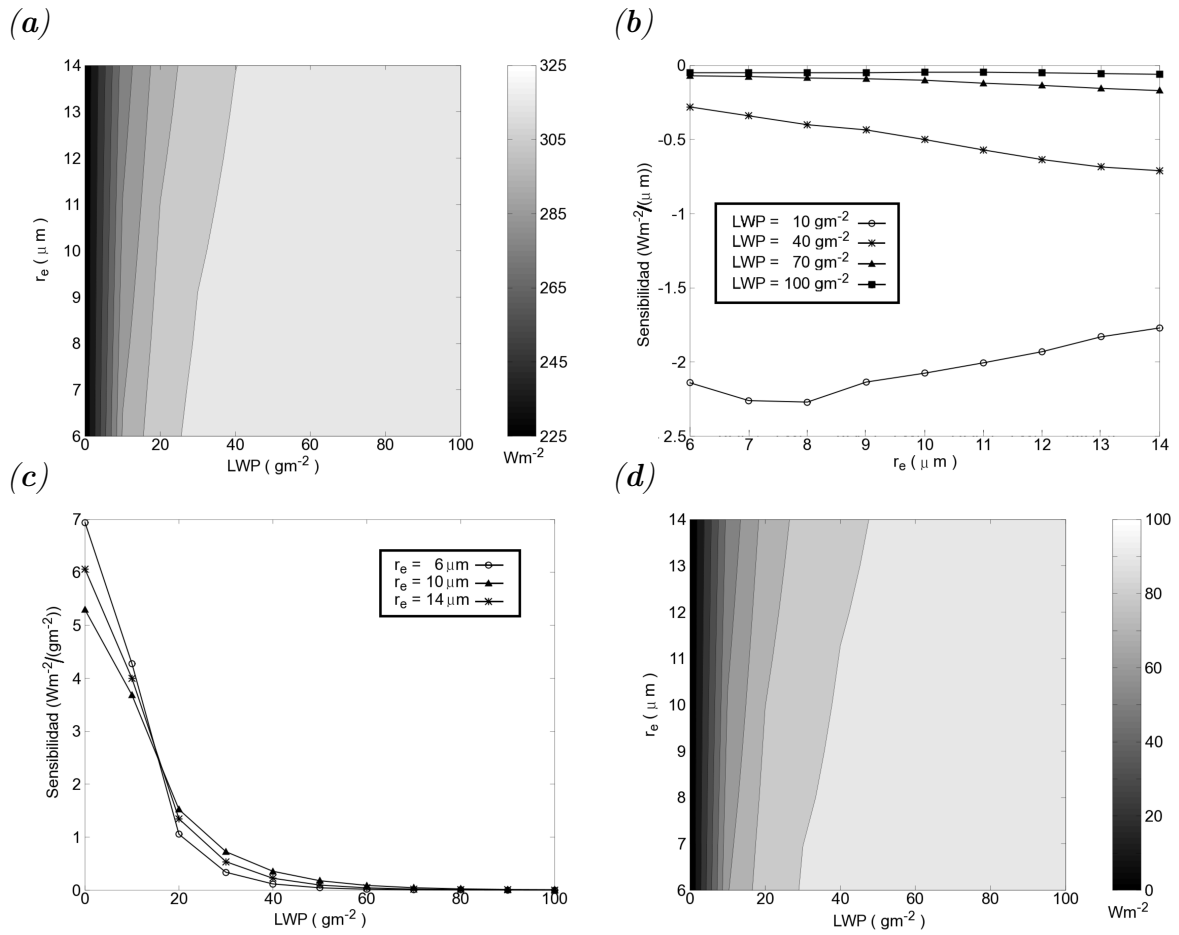


Figure 3.4.: (a) Valores de $\text{LW}\downarrow$ sujetos a diferentes valores de LWP y de radio efectivo de las gotas de una nube (contornos cada 10 Wm^{-2}). En (b) y (c) se muestra la sensibilidad de $\text{LW}\downarrow$ sujetos a variaciones de LWP y tamaño de la gota de una nube. En (d) el incremento producido al considerar una nube.

4. Modelo Numérico de Difusión de Calor Unidimensional

Este capítulo se describen las consideraciones físicas y los métodos numéricos empleados para discretizar las ecuaciones que intervienen en los procesos físicos de difusión de calor en el suelo y balance de energía en la superficie; estas ecuaciones ya fueron en su mayoría explicadas en el Capítulo 2.

Por otra parte, también se realiza el análisis de sensibilidad de las salidas del modelo frente a variaciones de las diferentes variables y parámetros físicos.

4.1. Consideraciones del modelo

Antes de discretizar el modelo se deben hacer algunas consideraciones para la simplificación del modelo, pero sustentadas. Estas consideraciones son:

1. El modelo no considerará horas de sol, es decir, solo simulará las condiciones durante la noche.
2. No se considera flujo de calor sensible. Se considera condiciones estables (inversión térmica), y que la velocidad del viento es calmo.
3. No se considera el flujo de calor latente. Esto principalmente por la ausencia de lluvias, por lo cual la superficie se encuentra con muy poca humedad, y que la velocidad del viento es calmo.

4. La conductividad y capacidad térmica puede variar con la profundidad mas no con el tiempo. Esto en base a que estos parámetros físicos varían con el cambio de humedad del suelo principalmente determinados por la precipitación.
5. La emisión de radiación infrarroja de la superficie terrestre estará dado por la Ley de Stefan - Boltzmann (Ec.2.13) y se supondrá una emisividad correspondiente a la del cuerpo negro. Debido a que esta ecuación no es de tipo lineal, ya que tiene una potencia de cuatro de la temperatura, se linealizará la Ec. 2.13 usando la serie de Taylor de primer orden.

$$LW \uparrow = \sigma T^4 = \sigma T_0^4 + 4\sigma T_0^3(T - T_0) + \dots \quad (4.1)$$

De modo que $LW \downarrow$ estará descrita numéricamente por

$$LW \uparrow = 4\sigma T_0^3 T - 3\sigma T_0^4 \quad (4.2)$$

Donde T representa la temperatura de la superficie y T_0 es el valor de temperatura sobre el cual se aproxima la Ley de Stefan-Boltzmann. Para un *cuerpo gris* solo hará falta multiplicar los términos de la derecha por la emisividad ϵ .

Las salidas del modelo están dadas por las temperaturas subsuperficiales y superficiales en un dominio de tiempo.

4.2. Discretización de las ecuaciones del modelo

Antes de implementar las ecuaciones del modelo en un programa como FORTRAN u OCTAVE, primero se procede a discretizar las ecuaciones que utiliza el modelo.

4.2.1. Ecuación de difusión de calor

Expandiendo al ecuación de difusión (Ec. 2.28) y considerando también que la conductividad térmica, capacidad y difusividad térmica varían con la profundidad se obtiene

la siguiente expresión.

$$(\rho C) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial \kappa}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (4.3)$$

utilizando $\frac{\partial \kappa}{\partial z} = \kappa \frac{\partial \ln \kappa}{\partial z}$ se obtiene

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial \ln k}{\partial z} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (4.4)$$

Para la discretización de todas las ecuaciones del modelo tendremos en cuenta el esquema de la Figura 4.1. Donde los índices n e i hacen referencia a los tiempos y las profundidades. Así por ejemplo $n = 0$ hace referencia al tiempo inicial a partir del cual empezará a correr el modelo, $i = 0$ hace referencia a la superficie del suelo y se ira incrementando con la profundidad de la capa.

$$z = -(i - 1) \times \Delta z \quad ; \quad t = (n - 1) \times \Delta t \quad (4.5)$$

Donde Δz y Δt representan la resolución temporal y vertical (espacial) respectivamente.

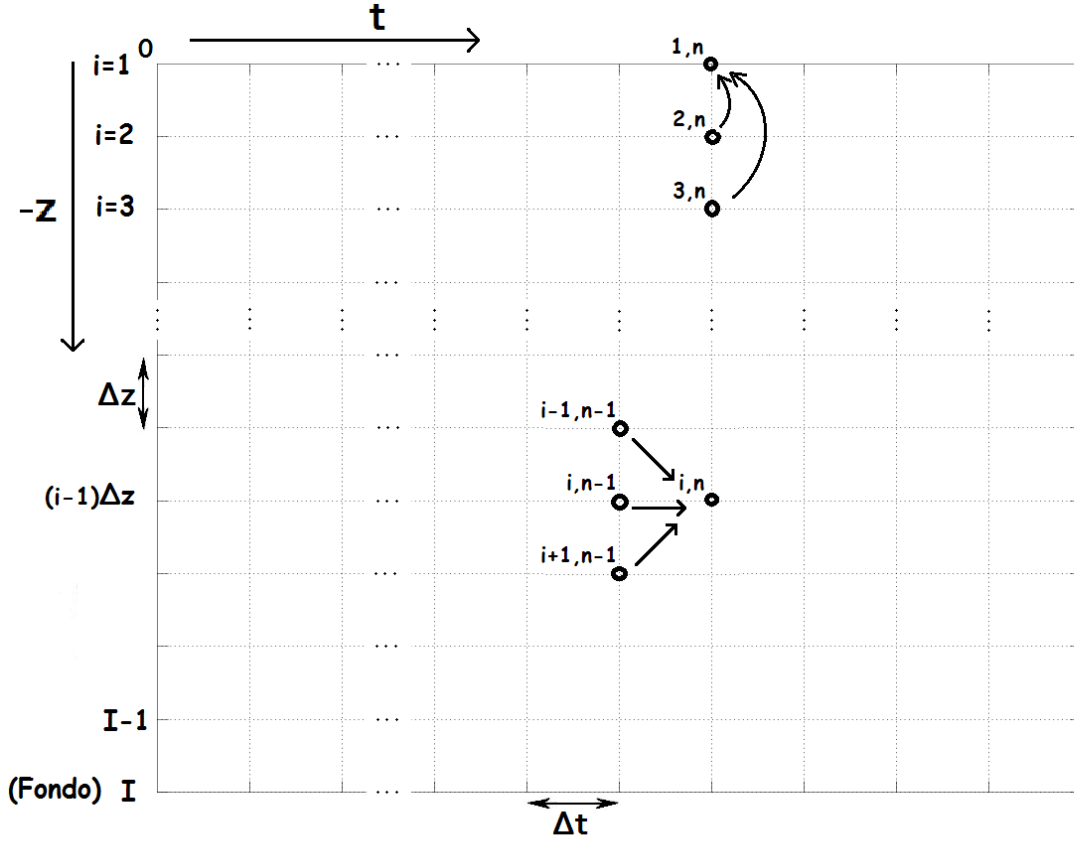


Figure 4.1.: Esquema de los puntos de grilla unidimensional para la discretización mediante diferencias finitas. Cada punto de grilla representa un valor temperatura a una profundidad y tiempo dado.

Utilizando las diferencias finitas adelantada para la primera derivada en el tiempo, centrada en el espacio para la primera derivada en el espacio y centrada en el espacio para la segunda derivada en el espacio (Nakamura, 1991) se obtiene

$$\frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = D \frac{1}{2\Delta z} \cdot \ln \left(\frac{k_{i-1}}{k_{i+1}} \right) \frac{(T_{i+1}^n - T_{i-1}^n)}{-2\Delta z} + D \frac{(T_{i-1}^n - 2T_i^n + T_{i+1}^n)}{(\Delta z)^2} \quad (4.6)$$

donde se considera que

$$\frac{\partial \ln k_i}{\partial z} = \frac{\ln k_{i+1} - \ln k_{i-1}}{-2\Delta z} = \frac{1}{2\Delta z} \ln \left(\frac{k_{i-1}}{k_{i+1}} \right) \quad (4.7)$$

$$[T^n]_{(I-2) \times 1} = \begin{bmatrix} T_2^n \\ T_3^n \\ T_4^n \\ \vdots \\ T_{I-2}^n \\ T_{I-1}^n \end{bmatrix}, \quad [T^{n-1}]_{I \times 1} = \begin{bmatrix} T_1^{n-1} \\ T_2^{n-1} \\ T_3^{n-1} \\ \vdots \\ T_{I-1}^{n-1} \\ T_I^{n-1} \end{bmatrix}$$

y

$$A = \begin{bmatrix} \gamma(1 + LOG_2) & (1 - 2\gamma) & \gamma(1 - LOG_2) & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \gamma(1 + LOG_3) & (1 - 2\gamma) & \gamma(1 - LOG_3) & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & \gamma(1 + LOG_{I-1}) & (1 - 2\gamma) & \gamma(1 - LOG_{I-1}) \end{bmatrix}$$

esta representación matricial suele ser mucho más práctica al momento de codificar las ecuaciones mediante un lenguaje de programación.

El sistema de ecuaciones de la Ec. 4.10 da solución a $(I-2)$ variables, que son los valores de temperatura a partir de la segunda capa (empezando en desde la superficie) hasta la penúltima capa (una antes del fondo). También se puede apreciar que los valores de temperatura a una profundidad i y en un tiempo n están en función de las temperaturas a la misma profundidad y de las inmediatas capa superior e inferior a esta, pero en un tiempo $(n - 1)$.

En la sección siguiente se complementará esta solución con las ecuaciones de condiciones iniciales y de frontera, los cuales determinarán el tipo de problema que vamos a tratar.

4.2.2. Condiciones de Frontera

Estas estarán dadas en la superficie del suelo ($z = 0$) y en el fondo a cierta profundidad ($z = H$).

En superficie

Considerando la ecuación de balance de energía en la superficie (Ec. 2.27) y la Ec. de conducción de calor (Ec. 2.24), se tiene

$$-\kappa \frac{\partial T}{\partial z} = -\varepsilon LW \downarrow + LW \uparrow \quad (4.12)$$

Donde adicionalmente aparece la emisividad de la superficie ε multiplicando a $LW \downarrow$, esto por la ley de Kirchhoff. Para discretizar la derivada del primer miembro recurrimos a la aproximación por diferencias finitas adelantada de segundo orden. También haremos uso de la versión linealizada de $LW \downarrow$ (Ec. 4.2). Luego de reemplazar estas aproximaciones se tiene

$$\begin{aligned} -\kappa \frac{-T_3^n + 4T_2^n - 3T_1^n}{-2\Delta z} &= -\varepsilon LW \downarrow + (-3\varepsilon\sigma T_0^4 + 4\varepsilon\sigma T_0^3 T_1^n) \\ T_1^n &= \frac{\beta\varepsilon (LW \downarrow + 3\sigma T_0^4) - \frac{1}{3}(T_3^n - 4T_2^n)}{\beta\lambda + 1} \end{aligned} \quad (4.13)$$

Donde

$$\beta = \frac{2\Delta z}{3\kappa} \quad y \quad \lambda = 4\varepsilon\sigma T_0^3 \quad (4.14)$$

En el fondo

Para determinar la condición de frontera en el fondo debemos tomar en cuenta dos factores: la profundidad del fondo y la escala de tiempo, ya que ambos determinan la variabilidad de la temperatura en el fondo. Mientras más cerca se encuentre el fondo de la superficie más variable será la temperatura en el fondo y el incremento de esta variabilidad será exponencial. Por otra parte, la escala temporal (Δt) regula las variaciones en el tiempo, por ejemplo si Δt es del orden de horas la variaciones se presentaran durante un día (ciclo diurno), o si es del orden de meses presentarán variaciones anuales. Considerando lo anterior, se puede elegir una profundidad en la cual la temperatura tenga variaciones en el tiempo nulas o casi nulas, de modo que

$$T(z = H, t) = T_I^n = T_H = \text{constante} \quad (4.15)$$

donde H es la profundidad a la cual se encuentra el último punto de grilla y que corresponde al fondo.

4.2.3. Condiciones Iniciales

En general para el tiempo $t = 0$, las temperaturas están dadas por

$$T(z_i, t = 0) = f(z_i) \quad (4.16)$$

donde i va de 1 hasta I y determina la profundidad de cada capa dada por la Ec. 4.5. f es una función que varía con la profundidad. Las temperaturas para las condiciones iniciales podrían estar dadas por las temperaturas observadas o un perfil que represente las condiciones promedio.

4.3. Análisis de Sensibilidad del modelo de difusión

En esta sección se analizará la sensibilidad del modelo de difusión a los diferentes parámetros y variables que controlan el proceso físico de difusión. Principalmente nos enfocaremos en la sensibilidad del modelo sobre la temperatura mínima que se presenta por lo general a las 6 horas (hora local), es decir, antes del amanecer.

4.3.1. Condiciones de control

Al igual a las condiciones de control impuestas para realizar el análisis de sensibilidad de $LW\downarrow$ en el Capítulo 3, aquí también se determinan ciertas condiciones de control.

En la Tabla 4.1 se indican los valores de los parámetros de control del modelo de difusión. A continuación se realiza el análisis de sensibilidad de la temperatura mínima sobre la superficie. Se analizará la sensibilidad de esta temperatura por cambios en la forzante, emisividad, conductividad térmica, capacidad térmica y temperatura inicial.

Tabla 4.1.: Tabla de las variables y parámetros de control para el análisis de sensibilidad del modelo de difusión.

Parámetro/constante	Notación	Valor	Unidad (SI)
Temperatura inicial	$T(z, t = 0)$	15.0	$^{\circ}C$
Conductividad térmica	κ	0.32	$Wm^{-1}K^{-1}$
Capacidad térmica	(ρC)	1.28×10^6	$Jm^{-3}K^{-1}$
Emisividad	ε	1.0	—
Forzante	$LW\downarrow$	280	Wm^{-2}
Constante (exp. Taylor)	T_o	273+2	K
Tiempo inicial (t_1)	19 hrs (HL)	—	—
Tiempo final (t_N)	06 hrs (HL)	—	—

4.3.2. Forzante ($LW\downarrow$)

La forzante es la encargada de entregar energía radiativa a la superficie del suelo de manera y puede generar cambios en la temperatura de esta.

Para el análisis de sensibilidad de la temperatura mínima del modelo a las variaciones de la forzante se varió este desde $200 Wm^{-2}$ hasta $350 Wm^{-2}$ manteniendo constante los demás parámetros como emisividad y parámetros físicos del suelo. Hay que tener en cuenta que solo se varió $LW\downarrow$ debido a que durante la noche la forzante solo está conformada por radiación infrarroja atmosférica.

En la Figura 4.2 se puede apreciar que la sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de la forzante se incrementa con la emisividad del suelo. Cuando la emisividad se encuentra por encima de 0.9 (Figura 4.3) la sensibilidad es casi invariable con un valor de $0.14 ^{\circ}C/(Wm^{-2})$, es decir, la temperatura mínima sufrirá una variación de $0.14 ^{\circ}C$ si es que la forzante o $LW\downarrow$ varia en $1 Wm^{-2}$.

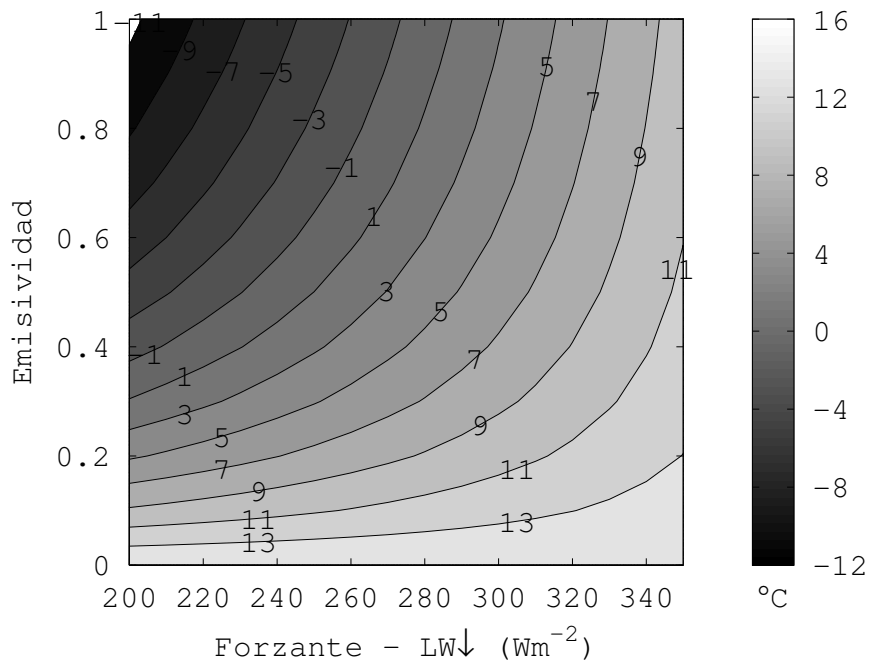


Figure 4.2.: Contornos de temperatura mínima sujeta a variaciones de emisividad y forzante. La variación entre las líneas de contorno es de 2°C.

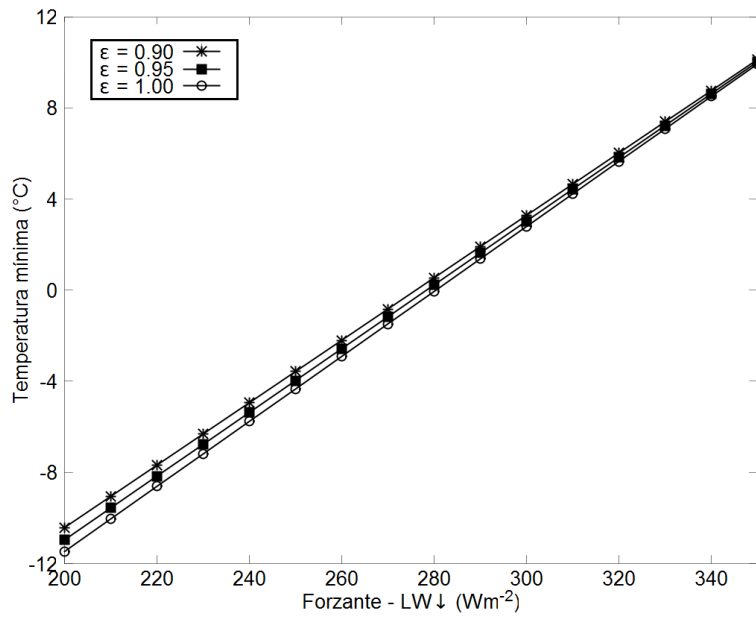


Figure 4.3.: Sensibilidad de la temperatura a la radiación infrarroja incidente (LW↓).

4.3.3. Emisividad

La emisividad de la mayoría de superficies naturales en la tierra se encuentra cercanas a las de un cuerpo negro, por tal motivo se hace el análisis de sensibilidad para emisividades que se encuentran por encima de 0.9. Se realizaron las corridas para diferentes valores de la forzante ($LW\downarrow$).

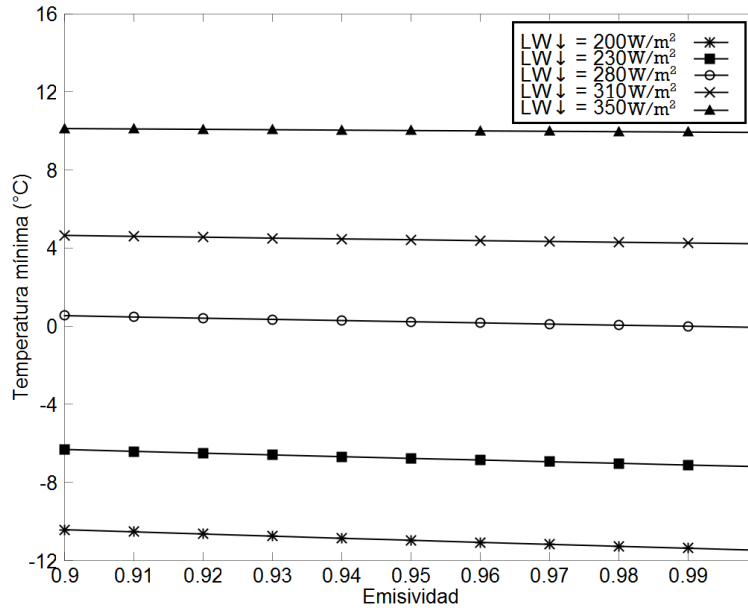


Figure 4.4.: Sensibilidad de las temperaturas mínimas a la emisividad del suelo

En la Figura 4.4 se muestra la sensibilidad de la temperatura mínima con cambios en la emisividad diferentes valores de la forzante. La sensibilidad de la temperatura al variar de $\varepsilon = 0.9$ a $\varepsilon = 1.0$ es aproximadamente de 1.0°C para forzantes entre 200 y 350 Wm^{-2} . En la Tabla 4.2 se muestra los valores de sensibilidad correspondientes a la Figura 4.4. Si la forzante que actúa durante la noche es de 200 Wm^{-2} la sensibilidad a cambios en emisividad es de -0.1°C por cada incremento de 0.01 en emisividad, es decir, contribuirá en enfriar la superficie. Esta sensibilidad irá reduciéndose si la forzante que actúa se incrementa, así para forzantes de 280 y 350 Wm^{-2} se presentan sensibilidades de -0.06°C y -0.02°C por cada incremento de 0.01 en emisividad respectivamente.

La sensibilidad de la temperatura mínima se acerca más a la nulidad cuando la forzante

Tabla 4.2.: Sensibilidad de la temperatura mínima del modelo a variaciones de la emisividad de la superficie del suelo y validos solo para $\varepsilon > 0.9$. Se evalúa la sensibilidad para diferentes valores de la forzante ($LW\downarrow$). La variación de la emisividad es: $\Delta\varepsilon = 0.01$.

$LW\downarrow$	Wm^{-2}	200	230	280	310	350
Sensibilidad	$^{\circ}C/(\Delta\varepsilon)$	-0.105	-0.088	-0.060	-0.043	-0.020

se incrementa, es decir, la variación de la emisividad no tendrá mucha importancia mientras mayor sea el valor de la forzante.

Por otro lado es claro que si la emisividad es nula, tampoco existirá variación de la temperatura durante todo el tiempo que se presente una forzante y sin importar su valor. Esto debido a que toda la energía proveniente desde la atmósfera no será absorbida por el suelo (Ver Figura 4.2).

4.3.4. Conductividad y Capacidad Térmica

Para analizar la sensibilidad de las temperaturas mínimas del modelo a variaciones de conductividad y capacidad térmica se usaron valores de capacidad y conductividad térmica de la Tabla 4.3 (Geiger, 2003). Los valores corresponden a un tipo de suelo de arcilla y que además varían con el contenido de humedad. El contenido de humedad lo representaremos mediante *porcentajes de humedad* ($\%_h$), es decir, 1% de humedad representará que el 1% de 1 m^3 de volumen de suelo es agua.

Aunque la conductividad y la capacidad térmica son dependientes del contenido de humedad y varían conjuntamente (ver Tabla 4.3), se ha mantenido constante uno de estos parámetros y se varió el otro con el fin de analizar los efectos de sensibilidad por separado. Un factor que impide variar solo uno de los parámetros para los diferentes contenidos de humedad del suelo, es la restricción del parámetro de estabilidad del modelo numérico de difusión $\gamma < 0.5$ (Ver sección anterior).

Tabla 4.3.: Valores de conductividad y la capacidad térmica según el contenido de humedad para suelos compuestos de arcilla [11].

Contenido de agua	$\%_h$ ($10^{-2}\text{m}^3/\text{m}^3$)	0	10	20	30	40
Conductividad térmica	$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	0.25	1.00	1.50	1.68	1.08
Capacidad térmica	$10^6\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$	1.25	1.67	2.09	2.51	2.93

Al variar la capacidad térmica manteniendo constante la conductividad térmica y para diferentes valores de este último, se obtienen las temperaturas mínimas de la Figura 4.5. La temperatura mínima varía linealmente al cambiar la capacidad térmica. La sensibilidad es casi constante con un valor de $0.077\text{ }^\circ\text{C}/\%_h$ para todas las curvas presentes en la Figura 4.5.

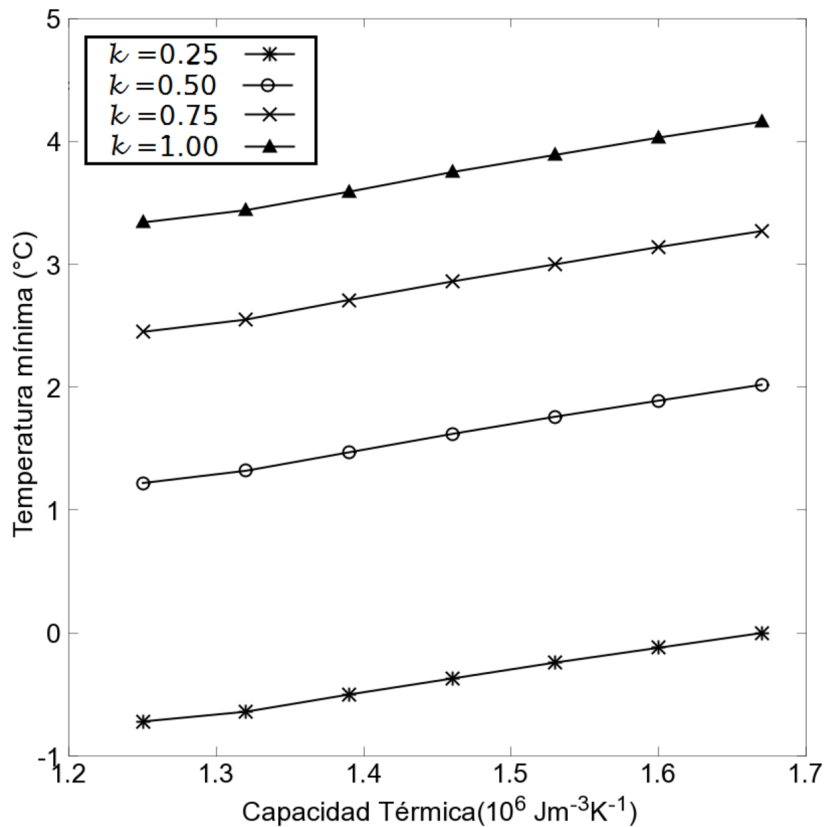


Figure 4.5.: Sensibilidad de las temperaturas mínimas a la capacidad térmica del suelo.

Si observamos ahora como responde la temperatura a variaciones de conductividad térmica, manteniendo la capacidad térmica constante, se verá el comportamiento que se muestra en la Figura 4.6. Se puede apreciar que la temperatura mínima es más sensible a variaciones de la conductividad cuando el suelo se encuentra más seco, es decir, cuando el suelo empieza a presentar humedad (conductividad térmica mínima) y va disminuyendo cuando la humedad se incrementa.

Cuando el suelo presenta variaciones de humedad cercanas a cuando se encuentra seco, la sensibilidad máxima que presenta es $0.67\text{ }^{\circ}\text{C}/\%_h$; mientras cuando se presentan variaciones cercanas a $10\text{ } \%_h$ la sensibilidad es $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}/\%_h$, es decir, se reduce a la tercera parte.

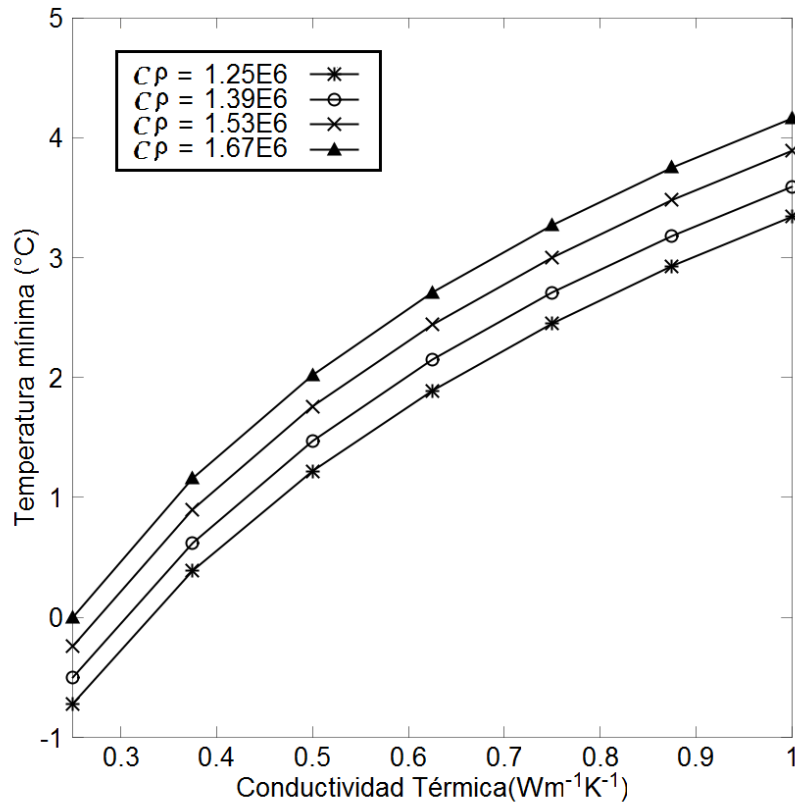


Figure 4.6.: Sensibilidad de la temperatura mínima a la conductividad térmica. La humedad también varía proporcionalmente desde $0\text{ }^{\circ}\text{C}/\%_h$ en $0.25 \times 10^6\text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ hasta $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\%_h$.

Como se mencionó al inicio de esta sección se ha realizado el análisis de sensibilidad considerando independientes a la conductividad y la capacidad térmica, y para humedad del suelo menores a 10 %_h debido a que no se puede variar libremente ambos parámetros físicos. Sin embargo, si variamos estos parámetros en función de su contenido de humedad, se verifica que no presenta inconveniente alguno con el parámetro de estabilidad.

En la Tabla 4.4 y en la Figura 4.7 se muestra las temperatura mínimas obtenidas para diferentes condiciones de humedad del suelo así como su representación gráfica. En la figura se aprecia como la variación de temperatura mínima es cada vez menor cuando la humedad se incrementa desde 0 % hasta 40%. Las sensibilidades van en promedio desde 0.49 °C/%_h entre 0 y 10 %_h, hasta 0.06 °C/%_h entre 30 y 40 %_h.

Tabla 4.4.: Valores de conductividad y capacidad térmica del suelo como función del contenido de agua. En la última fila se dan los valores de sensibilidad de la temperatura mínima promedio entre 0 y 10, 10 y 20, 20 y 30; y 30 y 40 %_h.

Contenido de agua	% _h	0	10	20	30	40
Temperatura mínima	°C	-0.72	4.16	6.06	6.91	7.52
Sensibilidad	°C/(% _h)	0.49		0.09		
			0.19		0.06	

Si nos fijamos en los valores de sensibilidad respecto de la variación de humedad y respecto de la conductividad térmica, vemos que se encuentran en el mismo orden. Esto simplemente indica que las variaciones de temperatura mínima están más directamente afectadas por la conductividad térmica.

4.3.5. Temperatura de superficie inicial

Hasta ahora se estuvo analizando los diferentes parámetros considerando que las temperaturas de las condiciones iniciales no varían con la profundidad, es decir, son constantes desde la superficie hasta el fondo. Esto se hizo considerando que el modelo empieza a correr luego que la superficie del suelo ya no recibe radiación solar, cuando la temperatura de la superficie se acerca a la temperatura del fondo.

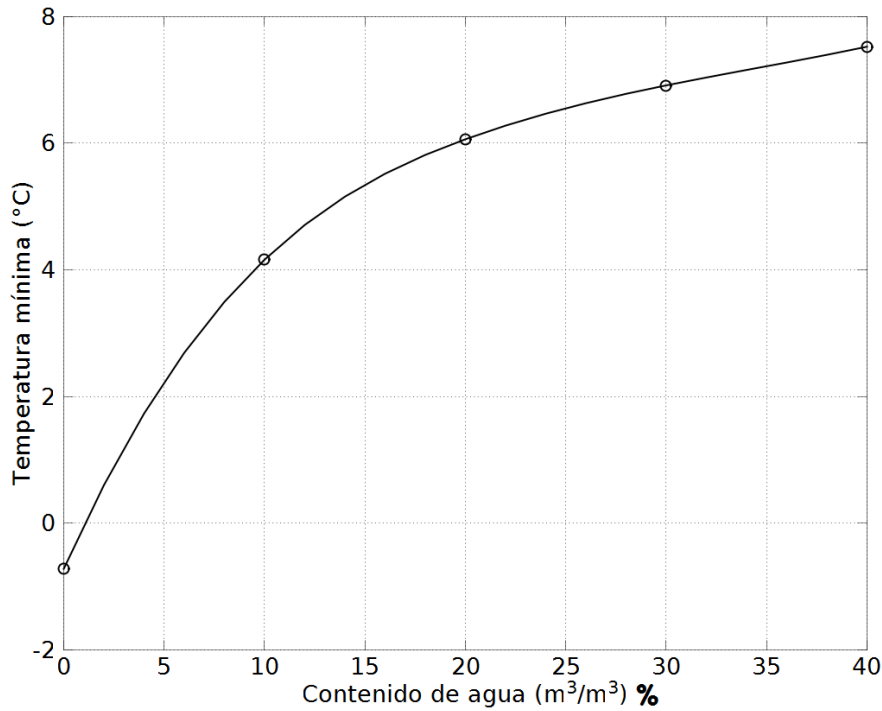


Figure 4.7.: Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de la cantidad de humedad en el suelo. La línea es un suavizado de los puntos correspondientes a la Tabla 4.4.

Para aproximar la temperatura del suelo a diferentes profundidades se ha hecho uso de la función analítica de la solución de la ecuación de difusión, Ec. 2.31, obviando la componente armónica. De manera que la temperatura del suelo disminuirá con la profundidad hasta hacerse igual a la temperatura inicial de control (15°C). De esta manera se varió la temperatura de la superficie del suelo desde los 10 hasta los 20°C .

Tabla 4.5.: Sensibilidad de temperatura mínima a variación de las temperaturas superficiales de las condiciones iniciales.

Humedad ($\%_h$)	0	10	20	30	40
Sensibilidad ($^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$)	0.08	0.10	0.12	0.13	0.12

Aquí la sensibilidad a esta variable es relativamente menor, aún para diferentes valores de humedad; los valores de temperatura mínima obtenidas al empezar a correr el modelo de difusión con diferentes temperaturas de superficie inicial se observan en la Figura 4.8, y los valores de sensibilidad en la Tabla 4.5.

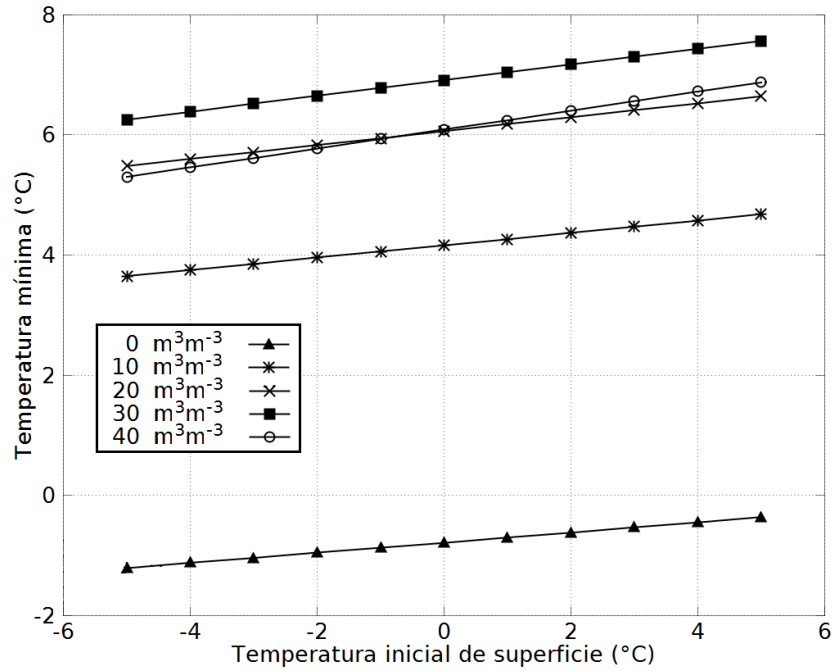


Figure 4.8.: Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de la temperatura inicial de superficie

Según los valores de sensibilidad, si consideramos suelos entre seco y 10 %_h de humedad, entonces un incremento de 10°C en la temperatura inicial del suelo se reflejará en un incremento de 0.9°C de la temperatura mínima en promedio. Para valores de humedad superiores, tales como 30 y 40 %_h, la sensibilidad se incrementa hasta 0.13 °C/°C, es decir, con las mismas condiciones anteriores de cambio de temperatura inicial habrá un incremento de 1.3°C.

5. Campañas Observacionales

En el presente capítulo se describirá las campañas observacionales realizadas para la obtención de datos y observaciones de algunas variables, principalmente temperatura subsuperficial y radiación infrarroja atmosférica que llega a la superficie.

Para la presente tesis se realizaron dos campañas observacionales, en su totalidad realizadas dentro de las instalaciones del Observatorio de Huancayo que actualmente es sede del Instituto Geofísico del Perú. La primera campaña se realizó del 6 al 7 de Febrero del 2010; y la segunda se llevó a cabo durante los días 15, 16, 17 y 18 del mes de Julio de 2010.

Cada campaña se describirá en las dos secciones siguientes, y dentro de estas se describirá lo realizado y los datos recopilados en cada una de ellas.

5.1. Primera campaña

Esta primera campaña se realizó durante los días 6 y 7 de Febrero de 2010 desde las 9:45 horas del primer día hasta las 13:40 horas del segundo día y consistió principalmente en registrar la temperatura subsuperficial a diferentes profundidades del suelo.

5.1.1. Toma de datos

Los materiales e instrumentos que se utilizaron con el fin de conseguir los datos fueron un radiómetro infrarrojo para medir la temperatura del suelo [43], una cinta métrica para medir profundidad y una pala.

El registro de la temperatura a diferentes profundidades del suelo y a una hora determinada se realizaba registrando la temperatura del subsuelo mediante el radiómetro infrarrojo cada vez que se incrementaba la profundidad de una fosa. Para el registro de la temperatura a diferentes profundidades se considero los siguientes procedimientos.

1. Se registró la temperatura de la superficie mediante un radiómetro infrarrojo.
2. Se realizó una fosa, lo mas superficial posible con la ayuda de una pala.
3. Inmediatamente después del paso anterior se tomaba la temperatura del fondo de la fosa, esto con la ayuda del radiómetro infrarrojo.
4. Con la ayuda de una regla se mide la profundidad de la fosa respecto de la superficie del suelo.
5. Se incrementa la profundidad de la fosa, siendo el incremento de entre 1 a 4 cm.
6. Luego de esto repite 3, 4 y 5 hasta llegar a una profundidad cercana de 18 cm.

En la Figura 5.1 se muestra un esquema sobre como se registraron los datos mediante los pasos citados, los d_i son las incrementos sucesivos de profundidad; y $a=20$ cm, $b=20$ cm y $D=18$ cm son las dimensiones aproximadas de la base y la profundidad total de la fosa. La profundidad máxima de la fosa varió debido a lo compacto que se encontraba el fondo.

En total se realizaron 13 fosas entre las 9:45 horas del día 6 y las 13:40 del día 7 de Febrero, el intervalo de tiempo en realizar una fosa y la siguiente varió entre una a dos horas en el día y hasta cuatro durante la noche, tal como se muestra en la Tabla 5.1. Las fosas se realizaron dentro de un perímetro de 16 m^2 , de esta manera se reduce la posibilidad de que varíe la composición del suelo, lo que a su vez podría alterar las propiedades físicas del suelo.

En la Figura 5.2 se muestran las temperaturas en la superficie y a diferentes profundidades durante esta campaña. Se llega a apreciar el decremento de la amplitud con el incremento de la profundidad, además del avance de la onda de calor mediante el desfase entre las máximas o mínimas. Estos comportamientos son explicadas por la ecuación 2.31.

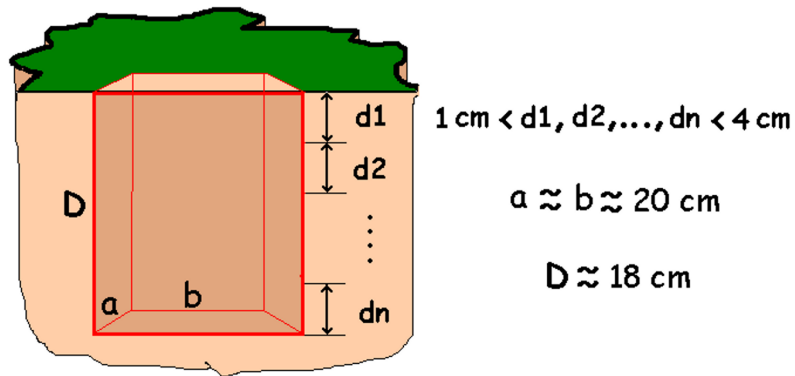


Figure 5.1.: Dimensiones de la fosa ($a \times b \times D = 20\text{cm} \times 20\text{cm} \times 18\text{cm}$ aproximadamente) para la toma de los datos de temperatura subsuperficial

Tabla 5.1.: Días y horas a las cuales se registraron las mediciones de temperatura, el número de datos por fosa y la profundidad máxima a la cual se llegó.

Día	Hora	Nro. Datos	Prof. Max (cm)
06-Feb-2010	09:45	5	8
06-Feb-2010	12:07	8	13
06-Feb-2010	14:09	9	15
06-Feb-2010	16:20	9	18
06-Feb-2010	18:30	7	19
06-Feb-2010	22:00	9	16.5
07-Feb-2010	02:30	5	15
07-Feb-2010	06:00	9	20
07-Feb-2010	08:30	8	20
07-Feb-2010	09:30	7	18
07-Feb-2010	10:42	9	18
07-Feb-2010	12:45	9	19
07-Feb-2010	13:40	8	17

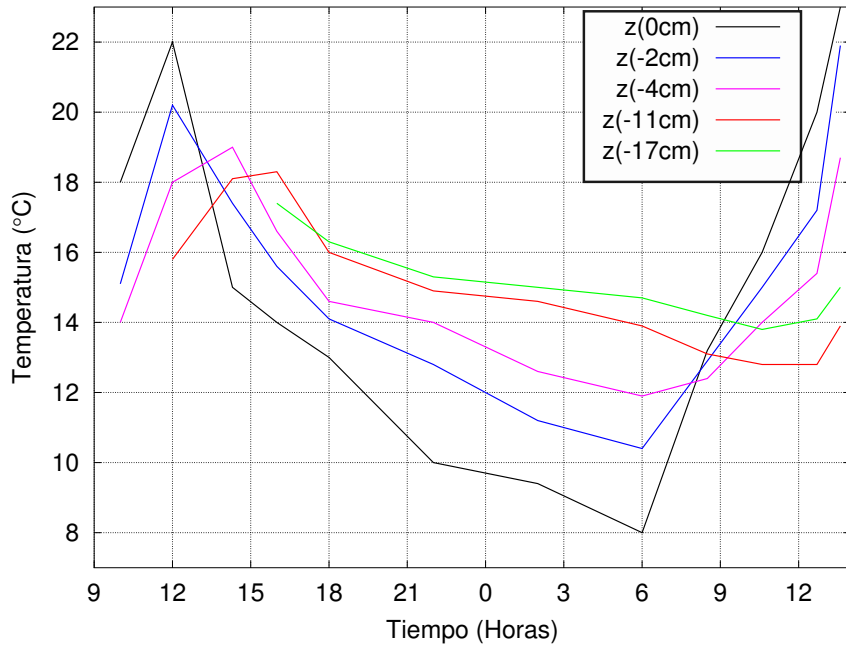


Figure 5.2.: Datos de temperatura subsuperficial recopilados durante la primera campaña en el Observatorio de Huancayo. Los datos corresponden desde las 9:45 horas del día 6 hasta las 13:40 horas del día 7 del mes de Julio de 2010.

Un factor que puede variar la humedad del suelo es la cantidad de precipitación que cae sobre la superficie del suelo, ya que esta se infiltra en las capas subsuperficiales lo que hace variar la conductividad y capacidad térmica del suelo. Aunque no se llevo a cabo la medición de la cantidad de humedad del suelo, se puede afirmar cualitativamente que el el suelo se mantenía permanentemente húmedo por la consistencia del mismo. Esto puede asegurarse observando los valores de lluvia durante los dos días anteriores del inicio de esta primera campaña (ver Figura 5.3).

5.1.2. Tipo de Suelo

Según un estudio realizado por el IGP [21] sobre la composición (textura, ph y cantidad de material orgánico), la textura del suelo que más presenta el distrito en el que se encuentra el Observatorio de Huancayo es del tipo *franco arcillo arenoso* con 56 % y *franco arcilloso* con 17 %, esto en un área de 19.8 km².

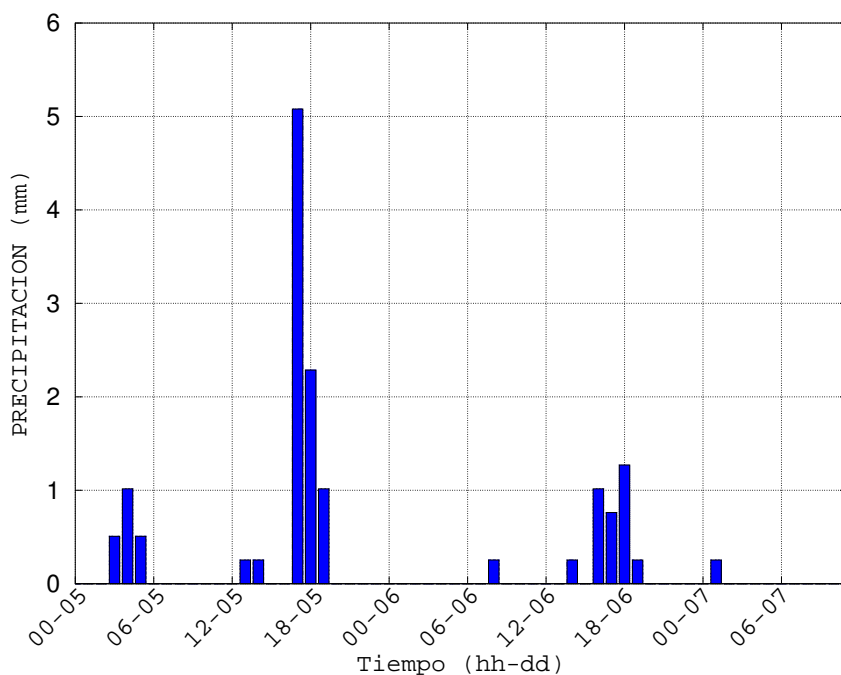


Figure 5.3.: Precipitación en el Observatorio de Huancayo desde dos días antes que se llevara a cabo la primera campaña durante Febrero de 2010.

5.2. Segunda campaña

Esta segunda campaña tuvo una duración mayor que la primera y abarco desde las 13 horas del día 15 de Julio hasta las 13 horas del día 18 de Julio y consistió principalmente en la recopilación de datos de temperaturas subsuperficiales y radiación infrarroja proveniente de la atmósfera $LW \downarrow$.

5.2.1. Toma de datos

En esta campaña se registraron datos de temperatura superficial, subsuperficial y radiación de onda larga atmosférica en superficie. A diferencia de la primera campaña en la que se utilizó un radiómetro para medir temperatura del suelo y subsuelo, en esta se utilizaron termómetros digitales. En la Figura 5.4 se muestra el modelo del termómetro usado durante la segunda campaña, este consta de una pantalla para visualizar el valor de temperatura y un cable con extensión de 3m al final del cual se encuentra el termómetro que fue usado como geotermómetro.

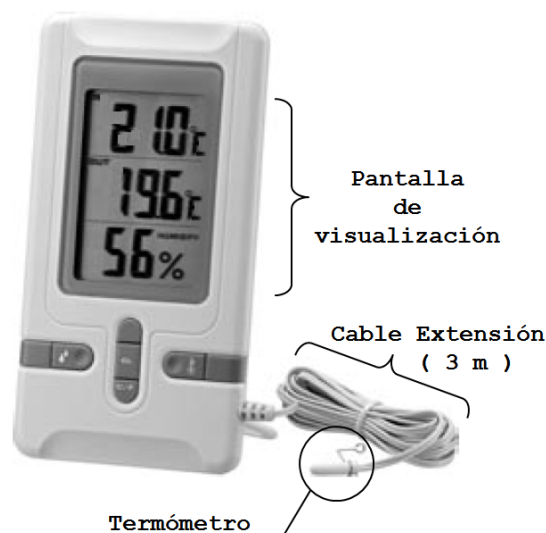


Figure 5.4.: Termómetro usado para medir las temperaturas subsuperficiales durante la segunda campaña. El termómetro es de la marca *Radio Shack*, modelo 63-1032.

Se utilizaron 6 geotermómetros enterrados a 2, 5, 10, 20, 30 y 50 cm de profundidad, y uno adicional en superficie para medir la temperatura superficial durante la noche. A diferencia de la primera campaña esta metodología evito hacer diferentes fosas, lo que permite que las propiedades del suelo se mantengan en el tiempo, lo que a la vez minimiza el error respecto de la primera campaña.

La radiación de onda larga o radiación infrarroja en superficie proveniente de la atmósfera $LW\downarrow$ se hicieron mediante un pirgeómetro modelo CGR3 de alta precisión de marca Kipp & Zonen [22].

El pirgeómetro está ubicado sobre una torre a 6 m de altura aproximadamente, se ubica a está altura con el fin de evitar los obstáculos tales como arboles, casas, etc. que puedan interferir con las mediciones del instrumento.

Los registros de las mediciones tanto de temperatura del subsuelo como de $LW\downarrow$ se realizaron entre intervalos de una hora tanto en el día como en la noche.

Los termómetros fueron seleccionados a partir de 20 termómetros adquiridos por el proyecto MAREMEX - Mantaro. Luego de intercalibrarlos se seleccionaron aquellos que presentaban menor error respecto de la media considerando todos los termómetros y

menores a 0.5°C .

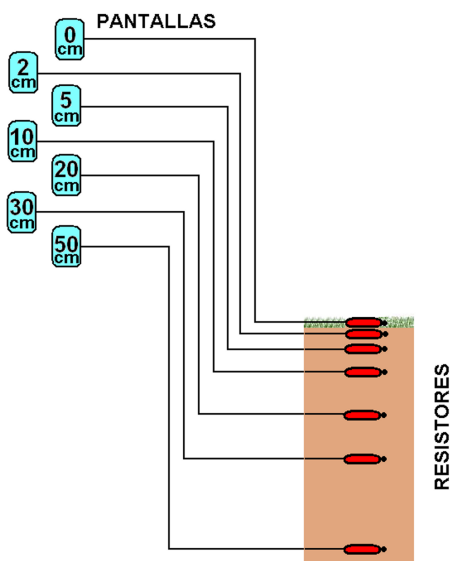


Figure 5.5.: Esquema de como se instalaron los 7 termómetros digitales

5.2.2. Datos

Temperatura del suelo

Los datos recopilados de temperatura del subsuelo recopilados durante los días de campaña se muestran en la Figura 5.6, donde se observa el comportamiento de la temperatura a diferentes profundidades.

Las series de tiempo de las temperaturas a diferentes profundidades presentan un desfase característico, donde los máximos de las series por debajo de la superficie se presentan más retrasadas mientras más profunda. Esto es generado por el tiempo que le lleva a las ondas de calor para desplazarse hacia el fondo.

La temperatura del suelo a 0 cm solo se registró durante el noche para evitar el efecto del calentamiento por efecto de la radiación solar. Aquí la temperatura empieza a disminuir gradualmente luego que el sol ya se ocultó, y disminuye hasta hasta alcanzar la temperatura mínima entre las 00 y 06 horas. También se puede apreciar que durante

la primera y tercera noche la temperaturas mínimas estuvieron por debajo de 0°C , con valores de -6 y -3°C respectivamente.

También se puede observar como la amplitud de las oscilaciones de la temperatura a diferentes profundidades decrece con la profundidad, lo que indica similitud con la teoría de difusión de calor en suelos. Se puede observar que a 2 cm de profundidad la amplitud es cercana a 25°C , a 20 cm la amplitud se ha reducido a 3°C aproximadamente, a 30 cm ya se ha reducido a menos de 2°C y a 50 cm ya casi es nula.

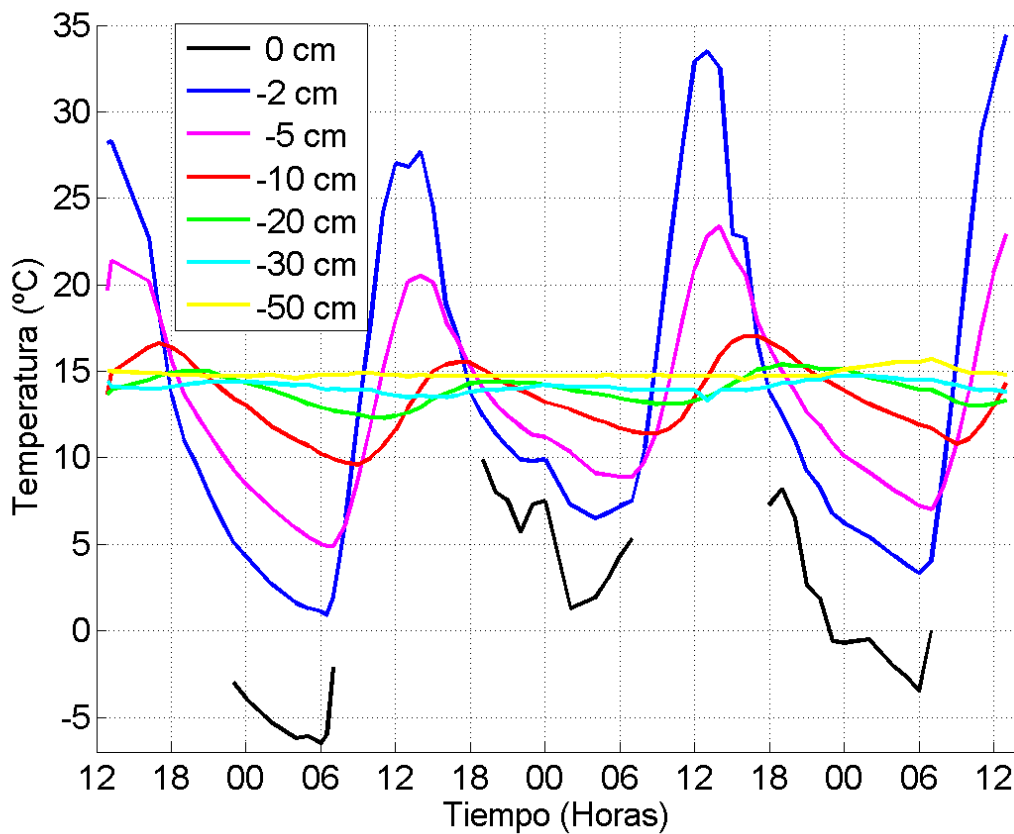


Figure 5.6.: Serie de tiempo de los datos registrados por los geotermómetros a diferentes profundidades. Los datos se tomaron desde las 12 horas del día 15 hasta las 12 horas del día 18 de Julio de 2010, en el Observatorio de Huancayo en Huancayo.

Radiación infrarroja (LW↓)

El comportamiento de la radiación infrarroja durante los días de campaña se muestra en la Figura 5.7. Durante el tiempo que duró la campaña la radiación infrarroja varió entre 220 y 350 Wm^{-2} . Para evitar confusiones, se llamará a cada noche de acuerdo a la interfase en la que se encuentran; de esta manera a la primera noche también se le llamará "noche 15-16", a la segunda "noche 16-17" y a la tercera "noche 17-18".

Durante la primera y tercera noche la radiación infrarroja tiende a descender desde el momento que el sol ya no se encuentra presente, aunque durante las primeras horas de la primera noche esta se incremento ligeramente. LW↓ descendió desde 270 Wm^{-2} hasta los 225 Wm^{-2} durante la primera noche, mientras que en la tercera noche descendió desde 280 Wm^{-2} hasta 245 Wm^{-2} aproximadamente.

La segunda noche LW↓ tuvo un comportamiento muy variable en comparación con los otros dos días. Se mantuvo alrededor de 300 Wm^{-2} y vario entre 280 y 340 Wm^{-2} aproximadamente.

Observaciones de nubosidad

Debido a que la nubosidad es un factor muy importante en el balance de energía, también se recopiló los datos de tipo de nube y cobertura nubosa registradas por el observador en el Observatorio de Huancayo, estos se muestran en la Tabla 5.2. Estos datos se toman tres veces al día durante las horas sinópticas. Los datos para todo el mes de Julio se pueden observar en la Figura B.2 del anexo 3, donde además se hace una clasificación por el tipo de nubes.

Como se puede observar durante todos los días se registraron nubes, sin embargo, no todos presentaron la misma cobertura nubosa. Centrándonos un poco más en las noches podemos mencionar que la *noche 15-16* empezó presentando nubes Altocumulus (Ac) con solo 1/8 de cielo cubierto y termino con nubes Cirrostratus (Cs) con 7/8 de cielo cubierto al igual que la tercera noche, pero esta última empezó la noche con cielo despejado.

La segunda noche (noche 16-17) presentó el cielo totalmente cubierto al iniciar y al finalizar la noche, además aquí los valores de LW↓ fueron los mas altos, en relación con

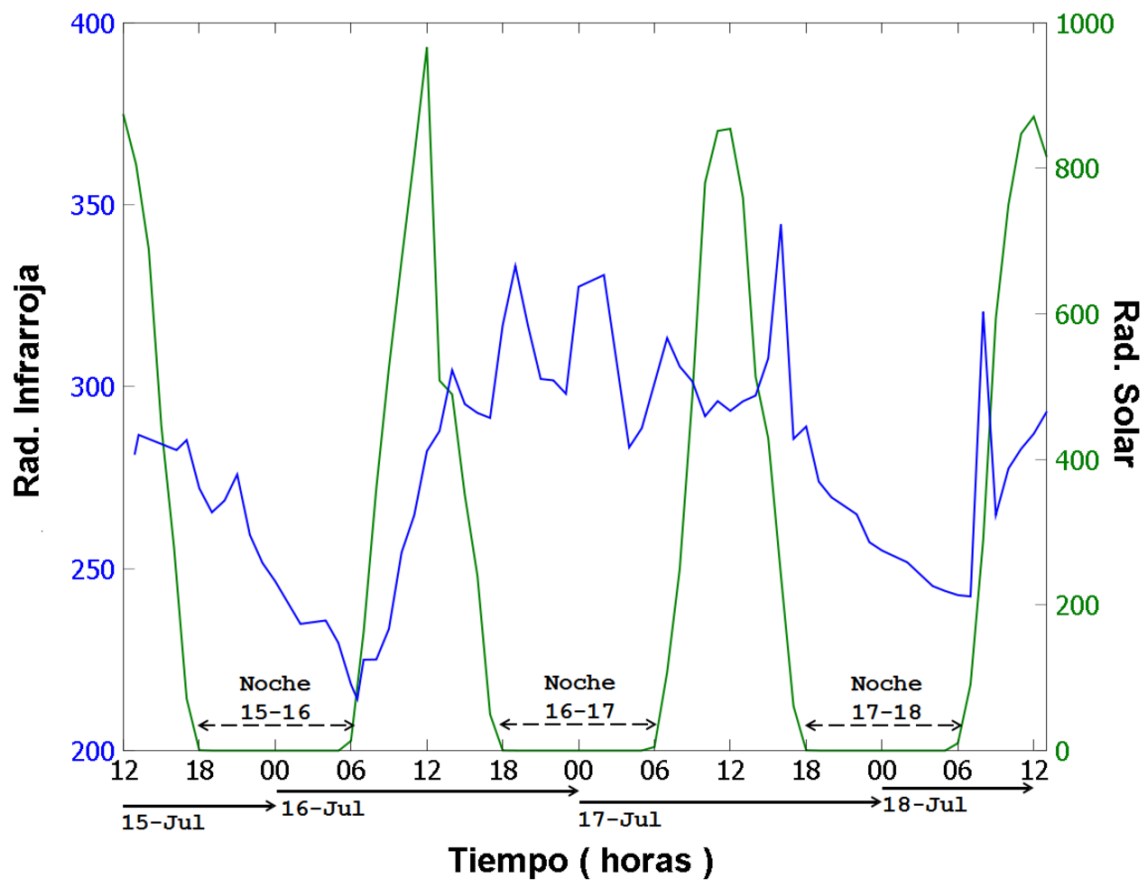


Figure 5.7.: Radiación de onda larga infrarroja y onda corta solar. Los datos se tomaron desde las 12 horas del día 15 hasta las 12 horas del día 18 de Julio de 2010, en el Observatorio de Huancayo.

el resto de observaciones durante la campaña. También, cabe mencionar que los valores más altos de $LW\downarrow$ se dieron durante la presencia de nubes estratocúmulos (Sc).

Tabla 5.2.: Registros del Observador a las 7, 13 y 19 horas de los días 15, 16 y 17 de Julio de 2010 de tipo de nube y cobertura nubosa. En la última columna la mediciones realizadas durante la segunda campaña.

Día (Julio)	Hora local	Tipo de nube (<i>Abrev.</i>)	Cobertura Nubosa (<i>Octavos</i>)	$LW\downarrow_{Obs}$ (W/m^2)
15	1300	Cs	6	287
	1900	Ac	1	268
16	700	Cs	7	225
	1300	Sc	5	304
	1900	Sc	8	316
17	700	Sc	8	305
	1300	Sc	3	298
	1900	—	0	273
18	700	Cs	7	242
	1300	Cu	1	293

5.2.3. Imágenes GOES - IR4

Otro tipo de información a partir del cual podemos tener una idea de la nubosidad es mediante el uso de imágenes satelitales. Uno de estos es el satélite GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), que además de ser geostacionario puede brindar información cada 30 minutos con una resolución espacial de 4 km. Este satélite puede obtener información en 4 bandas del infrarrojo (IR2, IR3, IR5 e IR6) y 1 en el visible; de todas estas la banda IR4 proporciona información relevante para determinar la presencia de nubosidad mediante el calculo de la temperatura de brillo, la cual puede ser calculada invirtiendo la Ecuación de la Ley de Planck.

En la Figura 5.8 se muestran los datos del satélite GOES (temperatura de brillo) durante

los días de campaña en los 4 puntos más cercanos a la estación meteorológica de Huayao, también se muestra la temperatura ambiente (a 2 m), de la superficie del suelo y a 2cm de profundidad. Se observa que la temperatura a 2cm de profundidad se encuentra en fase con las temperaturas de brillo y durante el día esta puede ser comparable con los datos GOES. También se puede notar que las diferencias mas grandes entre la temperaturas a 2cm de profundidad y las de brillo se dan cuando $LW\downarrow$ se incrementa rápidamente según la Figura 5.7.

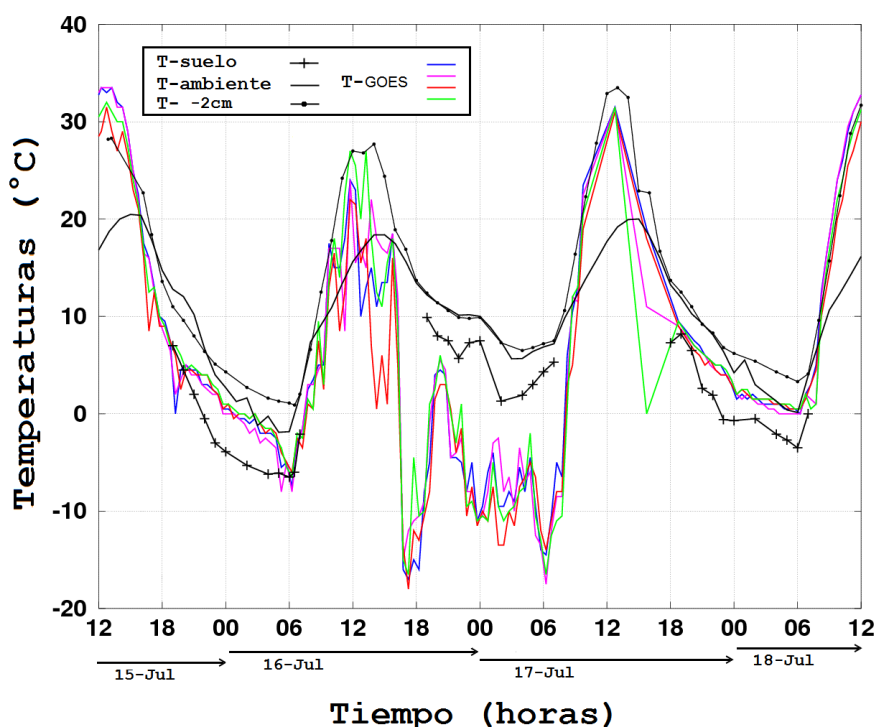


Figure 5.8.: Temperaturas de brillo en el IR4 del satélite GOES en los cuatro puntos más cercanos a la estación meteorológica de Huayao (T-GOES), temperatura ambiente, temperatura del suelo y temperatura a 2 cm de profundidad.

Velocidad del viento

La velocidad del viento durante los días de campaña se pueden observar en la Figura 5.9. La primera y segunda presentan máximos de 5.8 y 7.4 m/s alrededor cerca a las 18 horas, mientras que antes de empezar la tercera noche (a las 4 horas) la velocidad

del viento fue de 7 m/s. Durante las tres noches, a partir de las 21 horas, la velocidad del viento decae rápidamente a valores por debajo de 2 m/s; estos valores se mantienen inclusive hasta las 12 horas del día siguiente a cada noche. El menor valor registrado por el viento fue de 0.5 m/s alrededor de las 2 horas de la segunda noche.

Cabe resaltar que las velocidades mencionadas se presentaron a 10m y que las velocidades que se presentan por debajo de este nivel podrían ser menores dependiendo de la cercanía a la superficie del suelo.

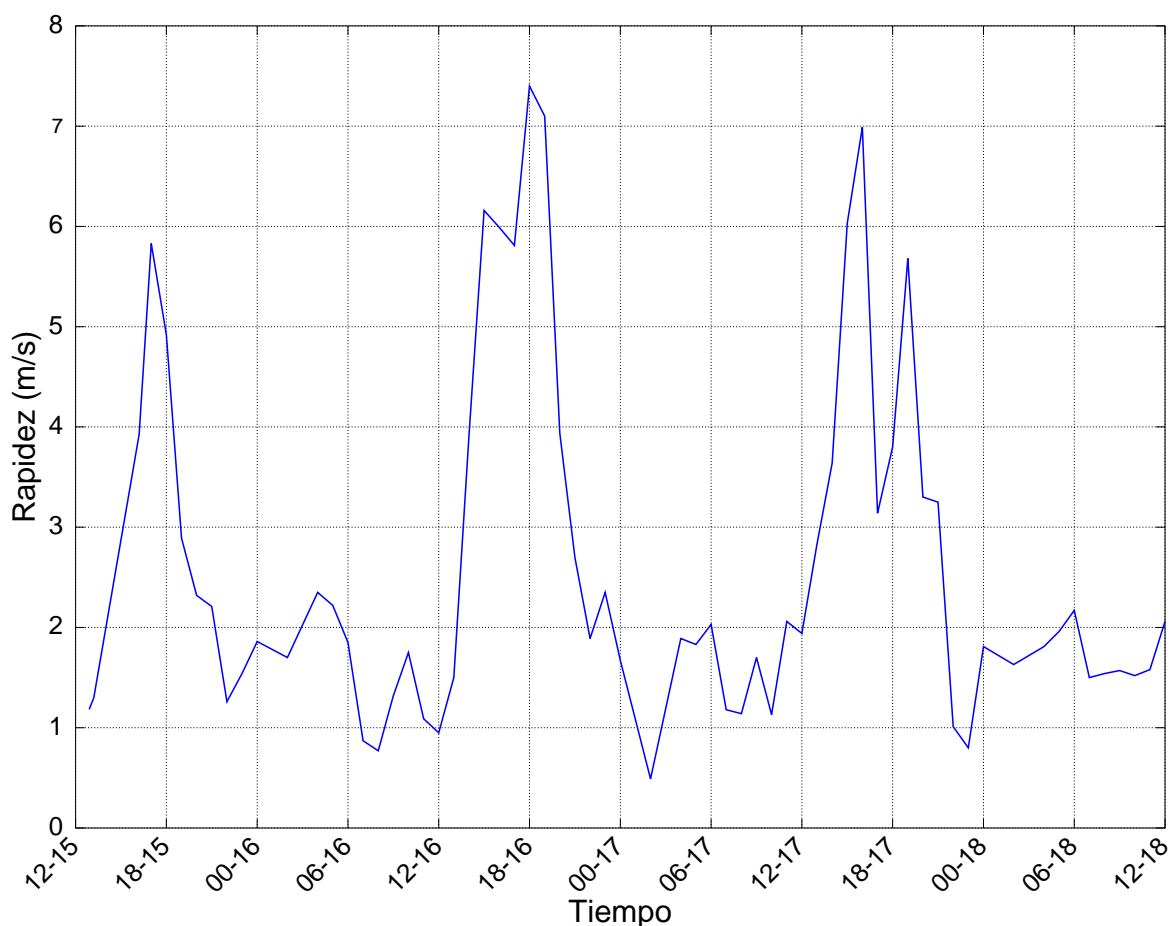


Figure 5.9.: Velocidad del viento a 10 m de altura, durante los días de campaña, en el observatorio de Huancayo.

Temperatura del aire

Adicionalmente se registró la temperatura del aire usando la misma idea de colocar termómetros en un perfil debajo del suelo, para lo cual se posicionaron 7 termómetros a

diferentes alturas entre 10 y 140 cm (Ver Anexo, Fig. B.1). La evolución de estos perfiles durante las tres noche se muestran se muestran en la Figura 5.10. Estas mediciones pueden ser de importancia para los cultivos de la zona, ya que estos se encuentran por lo general por debajo de 1m de altura y por lo cual pueden ser susceptibles a temperaturas a este nivel.

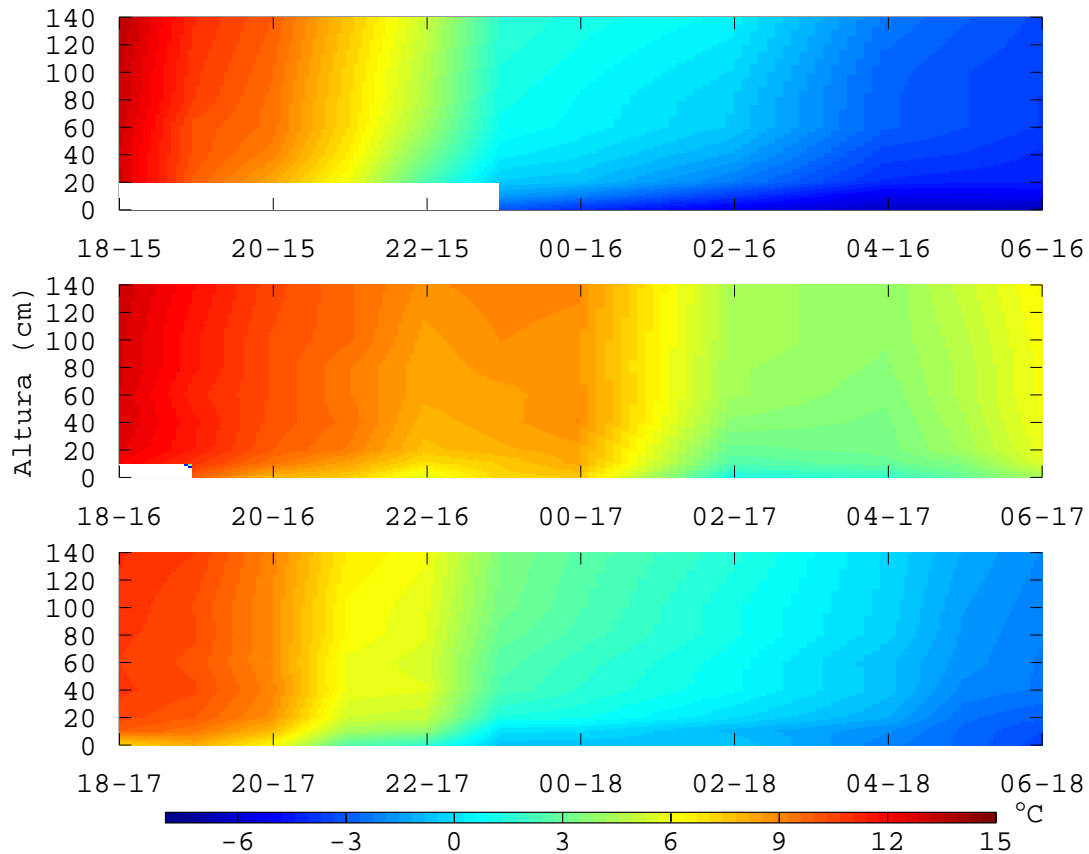


Figure 5.10.: Noches temperatura del aire de las noches 1, 2 y 3 (de arriba abajo).

A simple vista se puede apreciar que la temperatura durante la primera y tercera noche descienden por debajo de 0°C , mientras que en la segunda se mantienen por encima de este valor. Otra característica notable son las temperaturas mayores a 9°C que se presentan hasta las 00 horas, solo durante la segunda noche.

Durante la primera mitad de la segunda noche se puede apreciar un ligero calentamiento que tiene su máximo a las 22 horas sobre la superficie y que afecta también a las capas por encima de esta. Este calentamiento pudo deberse al incremento de la nubosidad

sugerido por el descenso de la temperatura de brillo.

Durante la primera y tercera noche la temperatura por debajo de 0°C se presenta inicialmente cerca de la superficie y conforme transcurre el tiempo va enfriando las capas superiores, esto es más notable durante la primera noche, ya que, el punto de congelamiento del agua se presenta horas antes que en la tercera noche, esto también se puede observar en la Figura 5.11.

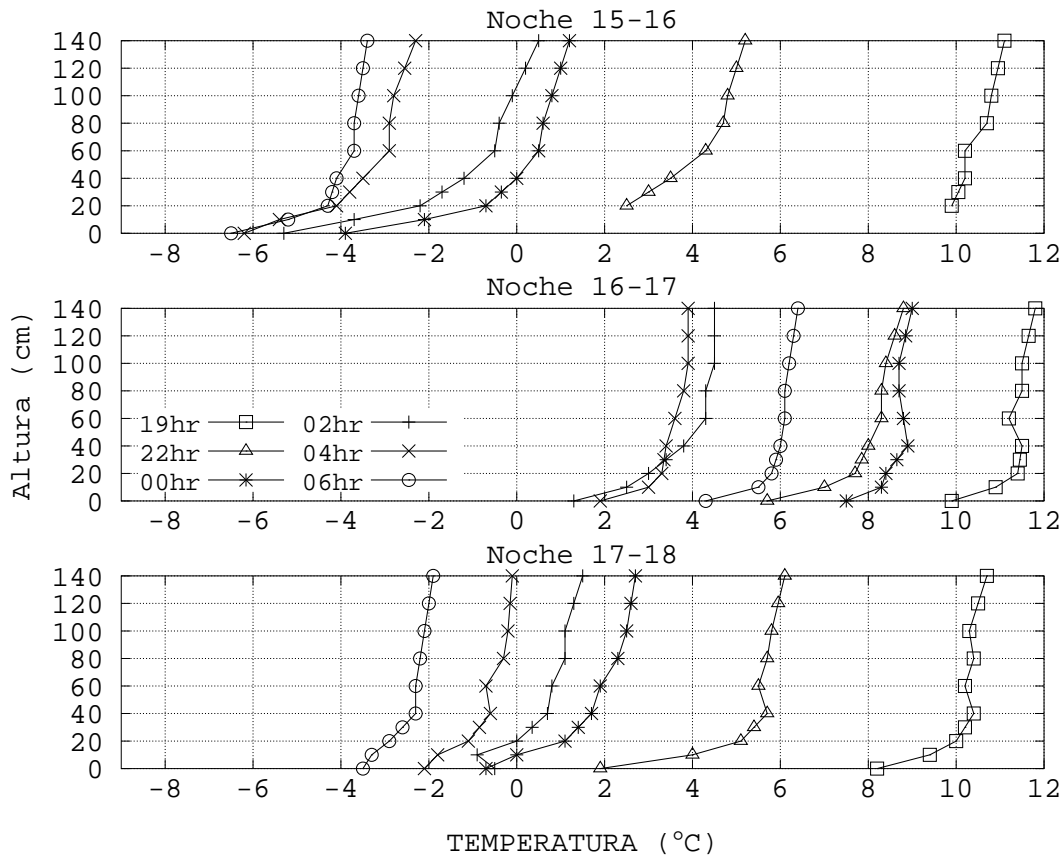


Figure 5.11.: Perfiles de temperatura a las 19, 22, 00, 02, 04, 06 hr de la primera, segunda y tercera noche.

En la Figura 5.11 también se puede notar ciertas diferencias en los gradientes de temperatura. La razón de incremento de temperatura es mayor en la capas más cercanas a la superficie, de manera que entre los 0 y 20 cm es mayor que entre los 20 y 60 cm; y esta última a su vez mayor entre 60 y 140 cm.

6. Análisis de Resultados

6.1. Modelo difusión y datos observados

En la Figura 6.1 se muestra el gráfico de dispersión de la temperatura observada y la temperatura obtenida mediante el modelo numérico. En general se puede decir que el modelo representa bien el comportamiento de la temperatura durante las noches.

Durante la primera y última noche la temperatura mínima simulada se presenta a las seis de la mañana con valores de -8.1 y -4.8 (heladas), mientras que las temperaturas mínimas observadas también se presentan a la misma hora con valores cercanos a los simulados, de -6.5 y -3.5 °C respectivamente. En ambas noches la forzante tuvo un decaimiento a partir de 280 Wm⁻² a las 19 horas; sin embargo, considerando que en ambas noches LW↓ disminuyó estrictamente y los valores al final de la noche fueron 225 y 245 Wm⁻² para la noche 15-16 y noche 17-18 respectivamente (ver Figura 5.7, podemos decir entonces que una de las causas de la diferencia en las temperaturas mínimas es el déficit de energía que presenta la noche 15-16 respecto de la noche 17-18 el cual es estimado aproximadamente alrededor de los 20 Wm⁻².

Durante la segunda noche la temperatura mínima fue de 1.3 °C a las 2 horas, y el modelo estimó un valor de 2.1 °C dos horas después. Aquí el modelo muestra la influencia que tiene la forzante, ya que, luego de incrementarse o disminuir (ver Figura 3 - Derecha) también se vio reflejado en incrementos o disminución de la temperatura simulada.

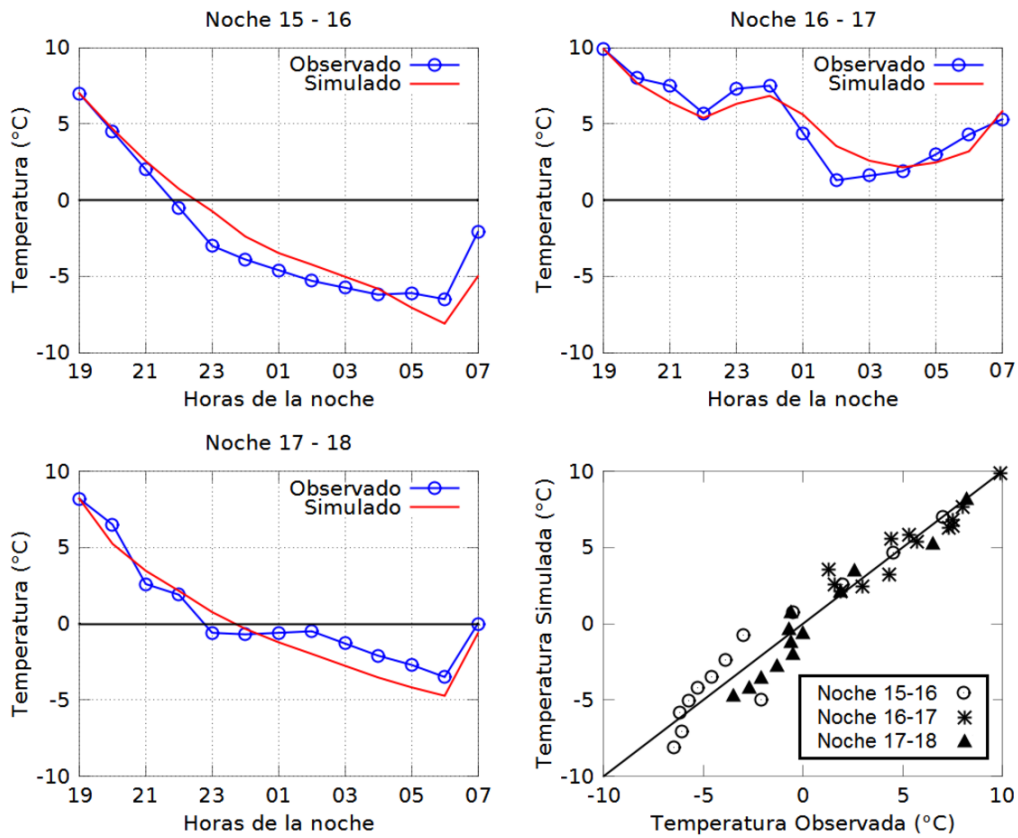


Figure 6.1.: Comparación entre las temperatura observadas y estimadas mediante el modelo de difusión. Las corridas fueron realizadas para cada noche.

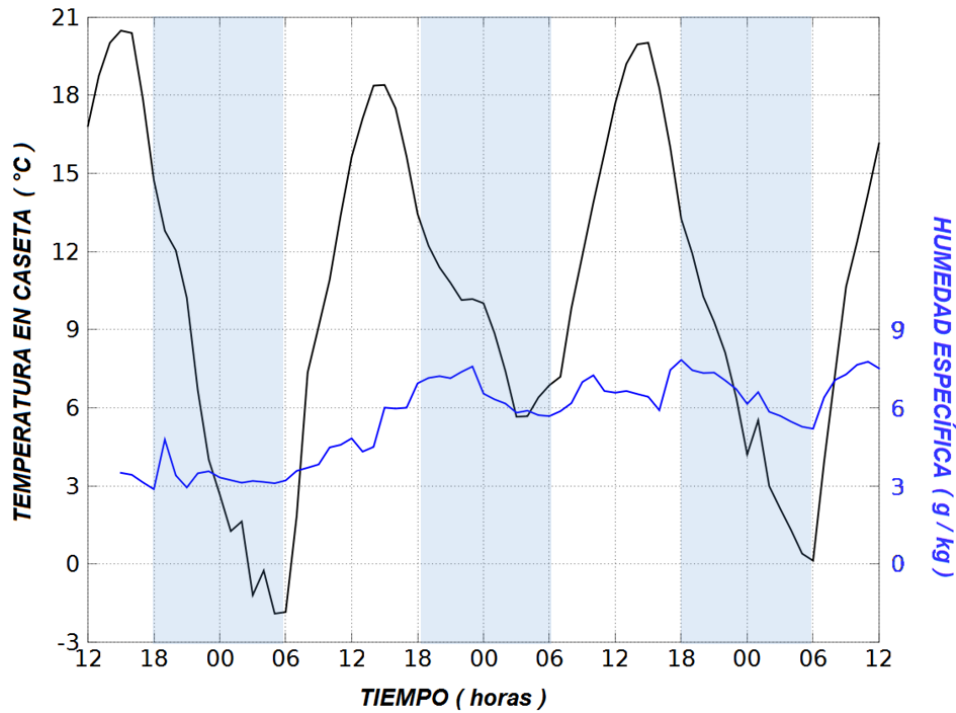


Figure 6.2.: Series de tiempo de la temperatura ambiente y la humedad específica durante los días que abarcó la segunda campaña.

6.2. Modelado LW_{\downarrow}

Efectos de la temperatura y humedad del aire

Debido a que la radiación infrarroja atmosférica incidente es importante, para esto se tratará de explicar las variaciones de LW_{\downarrow} en base a los cambios de humedad y de temperatura que se registraron durante durante la segunda campaña en caseta meteorológica que se muestra en la Figura 6.2.

En la Tabla 6.1 \bar{q} representa el promedio de la humedad específica durante cada una de las noches y T_{max} es la temperatura en caseta meteorológica máxima antes de anochecer. Esta última nos dará una idea del calentamiento de la atmósfera, principalmente de la capa límite debido a que está relacionado con la mezcla que produce el proceso convectivo luego de que el suelo se calienta principalmente por efecto de la radiación de onda corta. $LW_{ef \downarrow}$ es la radiación infrarroja atmosférica (LW_{\downarrow}) necesaria para obtener las temperaturas mínimas en cada una de las noches, utilizando el modelo de difusión.

Tabla 6.1.: Variables características durante las noches de la segunda campaña. Humedad promedio (\bar{q}), temperatura mínima (Tmin), y $LW_{ef} \downarrow$ durante la noche; Tmax es la temperatura máxima antes de la noche.

Noche	Tmin (°C)	Humedad (\bar{q}) (g/kg)	Tmax (caseta) (°C)	$LW_{ef} \downarrow$ (Wm^{-2})
Noche 15-16	-6.5	3	20.5	225
Noche 16-17	2.3	6	18.5	300
Noche 17-18	-3.5	6	20.0	250

Para cuantificar cuál es el aporte en $LW \downarrow$ por efecto de los cambios en temperatura y humedad específica se utilizará los valores de sensibilidad determinados mediante el modelo de transferencia radiativa (SBDART) en el Cap. 3 mediante la siguiente ecuación

$$\Delta LW_{q,T} \downarrow = S_q \times \Delta q + S_T \times \Delta T \quad (6.1)$$

Donde $\Delta LW_{q,T} \downarrow$ es el incremento de $LW \downarrow$ por cambios en humedad específica y temperatura en la capa límite, S_q y S_T son la sensibilidad de $LW \downarrow$ debido a cambios de la temperatura y humedad en la capa límite, aquí usaremos valores promedios de $5Wm^{-2}/(g/kg)$ y $2.5Wm^{-2}/^{\circ}C$.

Para el cálculo de $\Delta LW_{q,T} \downarrow$ podemos tomar como referencia la primera noche para determinar el incremento en $LW \downarrow$ ($\Delta LW_{q,T} \downarrow$) considerando también los incrementos en humedad específica y temperatura mínima. Estas variaciones se muestran en la Tabla 6.2. Por ejemplo, debido a que en la segunda y tercera noche la temperatura mínima tuvo valores mayores a la mínima durante la primera noche, las variaciones respectivas son de $+8.8$ y $+3.0$ °C. q presentó incrementos similares de 3 g/kg y Tmax disminuyó en 2 y 0.5 °C respecto de la primera noche.

Reemplazando los valores mencionados de ΔT_{max} y Δq , de la Tabla 6.2, en la Ec. 6.1 se obtiene un incremento de 10 Wm^{-2} para la segunda noche y 14 Wm^{-2} para la tercera. El mayor aporte en $LW \downarrow$ (15 Wm^{-2}) en estas dos noches se da por el incremento de similar de humedad; las diferencias se presentan por la disminución de las temperaturas

Tabla 6.2.: Variaciones de las noches 16-17 y 17-18 respecto de la primera noche de las variables de la Tabla 6.1.

Noche	ΔT_{\min} (°C)	Δq (g/kg)	ΔT_{\max} (°C)	$\Delta LW_{ef} \downarrow$ (Wm ⁻²)	$\Delta LW_{q,T} \downarrow$ (Wm ⁻²)	$\Delta LW_{ef} \downarrow - \Delta LW_{q,T} \downarrow$ (Wm ⁻²)
Noche 16-17	+8.8	+3	-2.0	+75	+10	65
Noche 17-18	+3.0	+3	-0.5	+25	+14	11

máximas, siendo en la segunda noche de -5 Wm^{-2} y de -1.25 Wm^{-2} en la tercera.

Al ver la diferencia entre $\Delta LW_{ef} \downarrow$ y $\Delta LW_{q,T} \downarrow$ notamos que gran parte de la energía no puede ser explicada. Durante la segunda noche T y q solo explican 10 de los 65 Wm^{-2} , es decir, solo el 13%; mientras que la tercera noche solo se explica 14 Wm^{-2} que representa 56%. En resumen a todo esto podemos decir que el incremento de la $LW \downarrow$ durante la tercera noche fue mayor que en la segunda debido principalmente a que la capa limite se mantuvo relativamente más caliente.

6.3. Efecto de nubes en las temperaturas mínimas

Efecto de nubosidad

Hasta el momento no se ha considerado energía adicional por efecto de la presencia de nubes. De manera que la energía faltante hallada en el análisis precedente podría ser explicada por este efecto. Para esto se usarán, además de los datos ya mencionados, las observaciones de nubosidad y temperaturas de brillo en la banda IR4 del satélite GOES. Se vio durante la segunda y tercera noche que 65 y 11 Wm^{-2} no eran explicadas por las variaciones de humedad y temperatura. Por otro lado las observaciones indican que hubo nubosidad durante ciertas horas dentro del tiempo que abarcó el experimento. La diferencia entre las temperatura de brillo y la temperatura de caseta meteorológica también muestra señales de la existencia de nubes el mes de Julio (Ver Figura 6.3). Por lo general esta diferencia se mantiene con valores mayores a -5 °C y menores a 5 °C como ocurre durante la primera y tercera noche, mientras durante la segunda noche esta

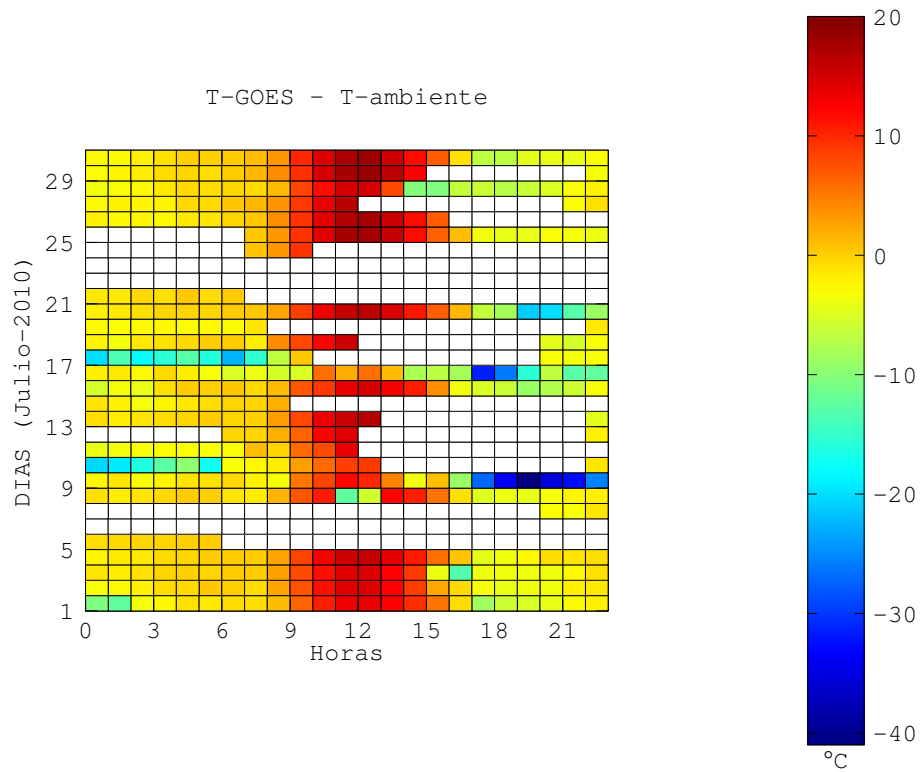


Figure 6.3.: Diferencia entre la temperatura de brillo promedio del satélite GOES (IR4) y la temperatura en caseta meteorológica en el Observatorio de Huancayo.

diferencia se mantiene por debajo de los $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ver Figura 5.8 y 6.3). Esto último estaría asociado a nubes del tipo Sc de mucha cobertura nubosa, ya que, los registros confirman la presencia de estas nubes con cielo totalmente cubierto al iniciar y finalizar la segunda noche (ver Tabla 5.2).

Durante el primer y el última noche las diferencia de temperatura de brillo y temperatura de caseta se mantiene por lo general entre valores de -5 y $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ aun cuando las observaciones confirman la presencia de nubes durante ciertas horas de los días de este mes. Esto podría deberse al desfase de tiempo entre el registro del observador y de la imagen GOES (aproximadamente 15 minutos) y que las nubes registradas por el observador solo estuvieron presentes en un tiempo menor a este o debido a que la nube no presentaba una cantidad suficiente de agua para ser detectada por el satélite.

Entonces los 65 Wm^{-2} que no fueron explicadas por los cambios de humedad y temperatura podrían ser explicadas por la presencia de nubes Sc. Los 11 Wm^{-2} restantes durante la segunda noche podrían deberse a cambios de humedad específica, temperatura de la capa límite, y nubes que contribuían con muy poca radiación infrarroja.

Temperaturas mínimas asociada a nubosidad a las 19 horas

Con base en las observaciones de nubosidad y temperaturas registradas a durante las horas sinópticas por el observador en el observatorio de Huayao, se analizó la relación entre nubosidad baja a las 19 horas de un día dado con las temperaturas mínimas del día posterior a este (que por lo general se presenta en la madrugada). Las observaciones corresponden al periodo 2003 - 2008 durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto. En la Figura 6.4 se pueden observar la distribución de temperaturas mínimas, luego de ocurrencias de cielo despejado (Octavos: 0), parcialmente nublado (Octavos: 1-2, 3-5, 6-7) y totalmente nublado (Octavos: 8) a las 19 horas de un día anterior. Claramente se puede notar que el centro de la distribución se desplaza hacia la derecha (incremento de la temperatura mínima) cuando se incrementa la fracción de cielo nublado.

Tomando como referencia la ocurrencia de una helada meteorológica ($T < 0^{\circ}\text{C}$), podemos decir que, cuando el cielo está despejado la probabilidad que ocurra una helada es de 60%.

Al ir incrementando la fracción de cielo nublado la probabilidad de ocurrencia de helada tiende a disminuir, es decir, habrá un número mayor de eventos con temperaturas por encima de 0°C. Finalmente cuando el cielo está totalmente cubierto de nubes se reduce al 5% de los casos.

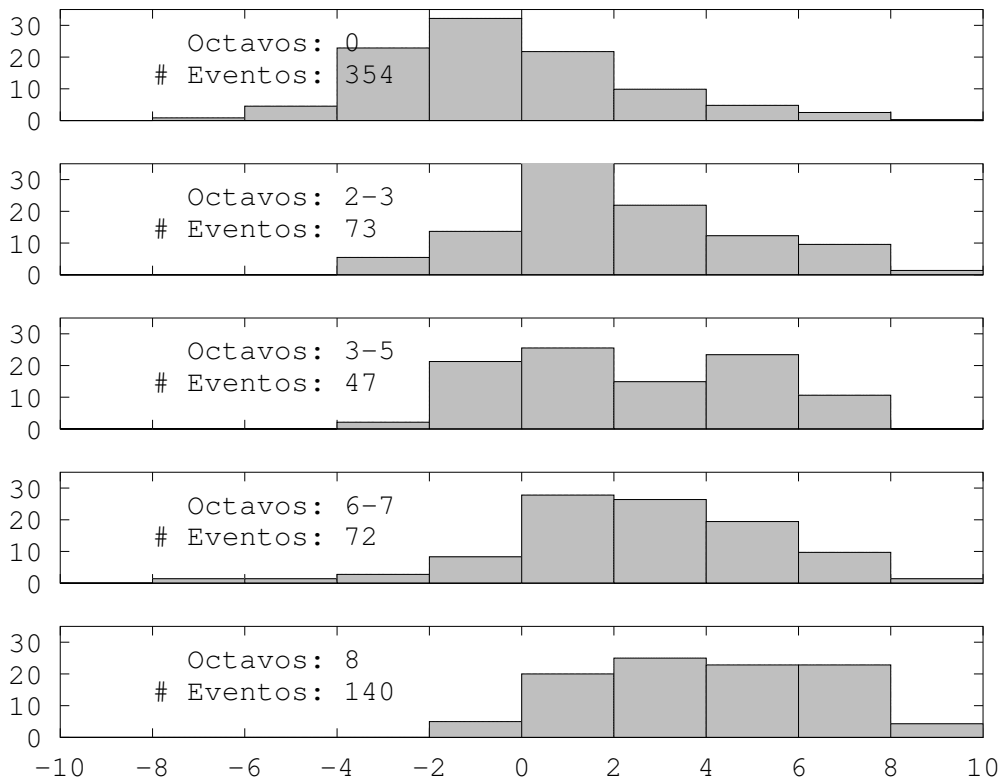


Figure 6.4.: Eventos de temperatura mínima (izquierda) y a las 7 a.m. (derecha) luego de una observación de porcentaje de cielo cubierto durante las 19 horas del día anterior. El porcentaje de cielo cubierto se presenta como OCTAVOS. Los datos corresponden al periodo 2003-2008 de Mayo a Agosto.

Al parecer todo esto estaría asociado a condiciones de nubosidad que se mantienen con cierta regularidad durante la noche, técnicamente esto quiere decir que la cantidad de nube estaría relacionada con la cantidad de energía de onda larga que emiten las nubes que recibe la superficie del suelo para incrementar o disminuir la temperatura mínima durante la madrugada.

7. Evaluación de Métodos Empíricos para la Predicción de Heladas

Los métodos empíricos suelen ser una alternativa para subsanar la falta de datos, de esta manera se pueden obtener ciertas variables a partir de otras mediante relaciones o formulas empíricas.

7.1. Para cielos despejados

En la Tabla 7.1 se listan algunos métodos empíricos para el cálculo de radiación infrarroja atmosférica, la mayoría de estos utilizan constantes empíricas, los cuales son hallados a partir de gran cantidad de datos registrados en una estación meteorológica. Estas constantes pueden variar de acuerdo a la zona donde se ubica la estación, sin embargo puede darse el caso que en dos lugares distintos se obtengan los mismos valores. Los datos que generalmente utilizan estos métodos son la temperatura del aire T y la presión de del vapor de agua e dentro de una caseta meteorológica, la cual se ubica a una altura de 1.5 a 2.0 m sobre la superficie del suelo.

En el Observatorio de Huancayo se cuenta con las temperaturas dentro de caseta meteorológica, y se puede deducir fácilmente los valores de e usando los datos de humedad relativa (HR) y de la temperatura en caseta mediante la siguiente relación

$$e = HR \times e_s \quad (7.1)$$

Por otro lado hacen falta más datos de radiación infrarroja de la que se tiene, de manera que nos permita hacer el cálculo de las constantes empíricas. Sin embargo los métodos han sido aplicados por sus autores y luego por otros investigadores en diferentes partes del mundo, hallando en cada lugar diferentes constantes. Algunos autores como Morgan (1971), Goss and Brooks (1956) y Geiger (2003) hacen referencia a constantes utilizadas por los métodos de Angström y Brunt, asimismo Alistair et. al. (1993) hace comparaciones con datos observados utilizando las constantes empíricas para los métodos de Brunt (1932), Idso and Jackson (1969), Swinbank (1969), y Brutsaert (1975), todos esto se lista en la Tabla 7.1.

Los métodos empíricos de la Tabla 7.1 fueron evaluados con los datos obtenidos en la campaña II, sin embargo inicialmente solo se aplicaron a los datos correspondientes a las horas en las cuales el observador realiza los registros de tipo de nube, cobertura nubosa, altura de nube, etc., esto es a las 7, 13 y 19 horas (hora local). Con esto se puede observar si el método estima bien cuando hay ausencia de nubes o cuando hay poca cobertura nubosa.

En la Figura 7.1 se compara los valores de $LW \downarrow$ obtenidos mediante el métodos de Angström utilizando las constantes de la Tabla 7.1, ordenados de izquierda a derecha y de arriba hacia abajo. Todos los conjuntos de constantes representan la tendencia. El primer conjunto *a* subestima todos los valores observados de $LW \downarrow$, es decir son menores que los observados, y el error absoluto es en todos los casos superior a $20 W/m^2$. En los otros tres casos *b*), *c*) y *d*) el error se reduce valores menores a $20 W/m^2$, esto para valores de $LW \downarrow$ observados menores a $300 W/m^2$. Para todos los conjuntos de valores evaluados mediante este método, los valores observados por encima de los $300 W/m^2$ son subestimados.

Tabla 7.1.: Métodos empírico de Angström, Idso and Jackson, Brunt, Swinbank y Brutsaert para la estimación de radiación infrarroja atmosférica. T es la temperatura dentro de una caseta, e es la presión de vapor de agua, y a , b y c son constantes empíricas.

Método	Formula	Parámetros	Paper
Angstrom	$\sigma T^4 [a - b \exp(-2.3ce)]$	a=0.71, b=0.148, c=0.041 a=0.82, b=0.326, c=0.094 a=0.82, b=0.250, c=0.094 a=0.82, b=0.250, c=0.055	Morgan, 1971 Morgan, 1971 Morgan, 1971 Geiger, 2003
Idso and Jackson	$\sigma T^4 \langle 1 - \{0.26 \exp[-7.77 \times 10^{-4}(T - 273)^2]\} \rangle$	—	Alistair et. al., 1993
Brunt	$\sigma T^4 (a + b\sqrt{e})$	a=0.605, b=0.048 a=0.660, b=0.039 a=0.660, b=0.039	Morgan, 1971 Goss and Broks, 1956 Alistair et. al., 1993
Swinbank	$9.2 \times 10^{-6} \sigma T^6$	—	Alistair et. al., 1993
Brutsaert	$1.24 \sigma T^4 \left(\frac{e}{T}\right)^{1/7}$	—	Alistair et. al., 1993

La comparación de $LW \downarrow$ observados con los métodos de Brunt, Swinbank, Idso and Jackson y Brutsaert se encuentran en la Figura 7.2. Los métodos de Brunt y de Brutsaert se ajustan mejor a los datos observados con errores absolutos menores a $10 W/m^2$ para valores menores a $300 W/m^2$. Los métodos de Swinbank e Idso and Jackson sobreestiman los valores observados en la mayoría de casos hasta con valores mayores a $20 W/m^2$, también subestiman los valores por encima de $300 W/m^2$.

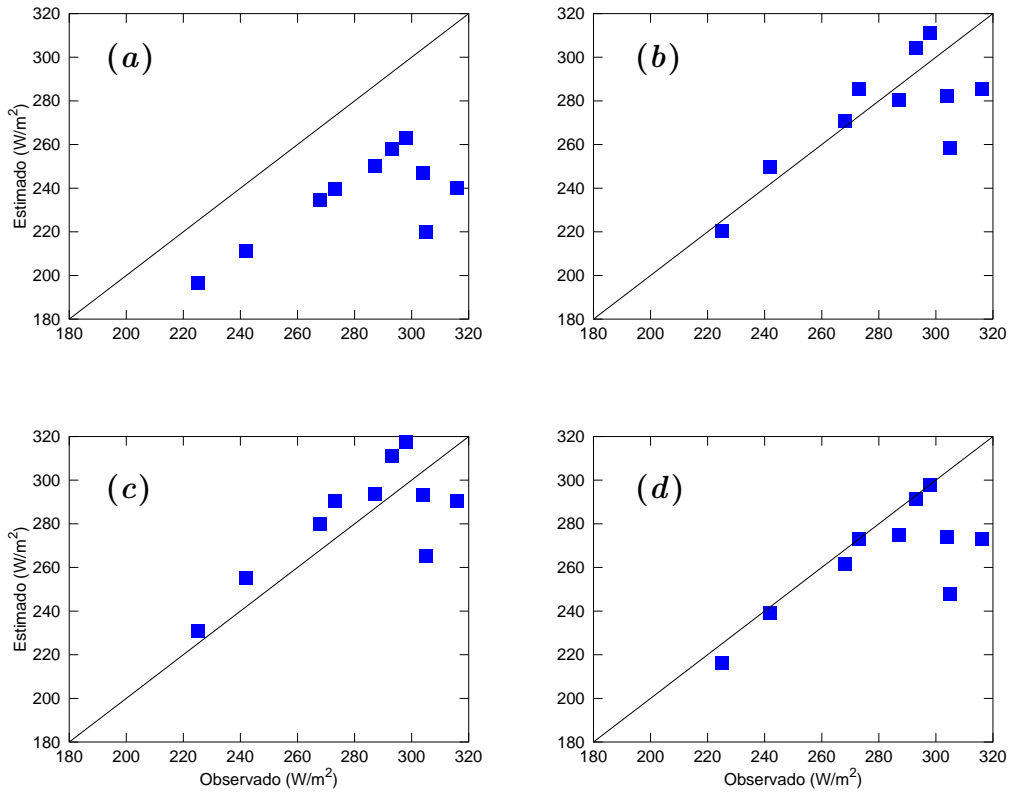


Figure 7.1.: Gráficos de dispersión entre $LW \downarrow$ de datos observados y obtenidos mediante el método de Angström. Los grupos de constante de derecha a izquierda son *a*): $a=0.71$, $b=0.148$, $c=0.041$; *b*): $a=0.82$, $b=0.326$, $c=0.094$; *c*): $a=0.82$, $b=0.250$, $c=0.094$; y *d*): $a=0.82$, $b=0.350$, $c=0.055$.

Los métodos que mejor estiman $LW \downarrow$ observados son los métodos de Angström (con *b*): $a=0.82$, $b=0.326$, $c=0.094$; y *d*): $a=0.82$, $b=0.350$, $c=0.055$), Brunt y Brutsaert. Estos métodos han sido buenos estimadores para valores menores a $300 W/m^2$, esto se debe en parte a que los métodos deberían ser útiles solo para días despejados, sin

embargo, estos métodos solo han subestimado con errores mayores a 20 W/m^2 cuando se han presentado nubes del tipo *estratocúmulus* (Sc) con cobertura nubosa mayor que $4/8$, ver Tabla 5.2.

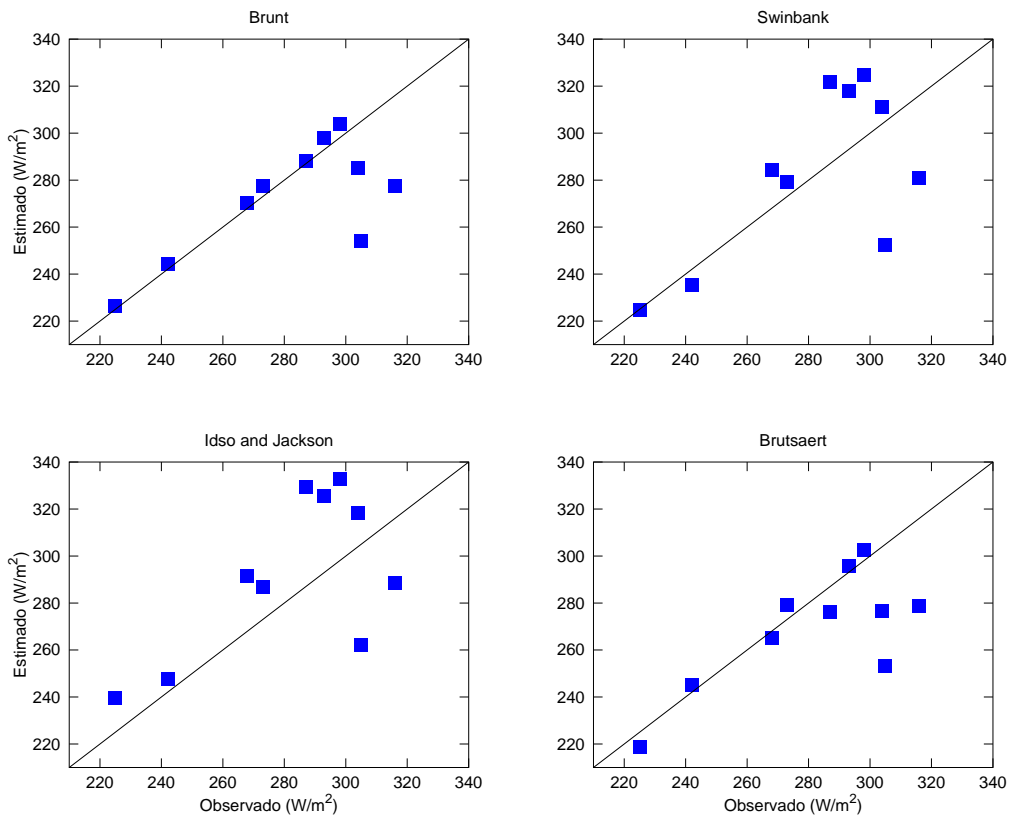


Figure 7.2.: Gráficos de dispersión entre $LW \downarrow$ de datos observados y $LW \downarrow$ obtenidos mediante los métodos de Brunt, Swinbank, Idso and Jackson y Brutsaert.

7.2. Para cielos nublados

En la sección anterior se comentó sobre los métodos empíricos que se aplican a condiciones de cielo despejado, sin embargo la atmósfera en ocasiones se encuentra cubierta o parcialmente cubierta por la presencia de nubes. Debido a esto Bolz ideó un método empírico partiendo de la premisa de que cuando la atmósfera presenta nubosidad entonces emitirá mayor radiación infrarroja de la que emitiría cuando el cielo se encuentre

despejado, esto principalmente por la presencia de las pequeñas gotas de agua y partículas de hielo que componen las nubes, y mientras mas bajo se encuentre mas radiación se emitirá. Para introducir esto en una relación empírica Bolz asocia un parámetro de acuerdo al tipo de nube y es mayor mientras mas baja sea esta. Además de esto también le introduce el porcentaje de cobertura nubosa, de modo que a mayor cobertura nubosa mayor cantidad de radiación infrarroja. La ecuación que describe el método de Bolz es

$$LW \downarrow = LW^* \downarrow (1 + kw^2) \quad (7.2)$$

Donde $LW^* \downarrow$ es la radiación infrarroja para cuando el cielo está despejado, k es el parámetro asociado al tipo de nube determinado por Bolz (Ver Tabla 7.2), y w es el porcentaje de cobertura nubosa expresado de 0 a 1.

Tabla 7.2.: Parámetro de acuerdo al tipo de nube determinado por Bolz, 1949.

Tipo de Nube	Abrev	k
Cirrus	Ci	0.04
Cirrostratus	Cs	0.08
Altostratus	As	0.20
Altostratus	As	0.20
Cumulonimbus	Cb	0.20
cumulus	Cu	0.20
Stratocumulus	Sc	0.22
Nimbostratus	Ns	0.25
Fog	—	0.25

Al igual que en la sección anterior se ha aplicado el método de Bolz para las horas en que se realizaron las observaciones durante los días que tuvo lugar la segunda campaña. Para esto se han utilizado tres valores de $LW_{hora}^* \downarrow$, uno para cada hora de observación. Sin embargo como se puede apreciar en la Tabla 5.2 solo hay un registro de cielo despejado (día 17 de Julio a las 19 horas) $LW_{19}^* \downarrow$, los otros dos valores serán considerados

como despejados aunque esto no sea así; para $LW_7^* \downarrow$ se tomará el valor correspondiente al día 16 y $LW_{13}^* \downarrow$ tomará el valor correspondiente al día 15 de Julio, en ambos casos se presentan nubes del tipo *cirrus* caracterizadas por encontrarse a gran altitud (más de 5 km.).

Los valores de $LW_{hora}^* \downarrow$ son determinados mediante la formula empírica de Brunt. Los valores estimados fueron: $LW_7^* \downarrow = 226.6 W/m^2$, $LW_{13}^* \downarrow = 288.0 W/m^2$, y $LW_{19}^* \downarrow = 270.5 W/m^2$; luego de esto se aplico la Ecuación 7.2 para las horas correspondientes.

En la Figura 7.3 se hace una comparación de los datos observados de la Tabla 5.2 con los valores obtenidos mediante el método de Brunt y el método de Bolz. Los puntos superpuestos corresponden a los valores de $LW_{hora}^* \downarrow$, se puede observar que los valores estimados por Bolz, por debajo de $300 W/m^2$ presentan errores menores a $12 W/m^2$ y que para los valores por encima de $300 W/m^2$ se reduce el error a menos de $25 W/m^2$.

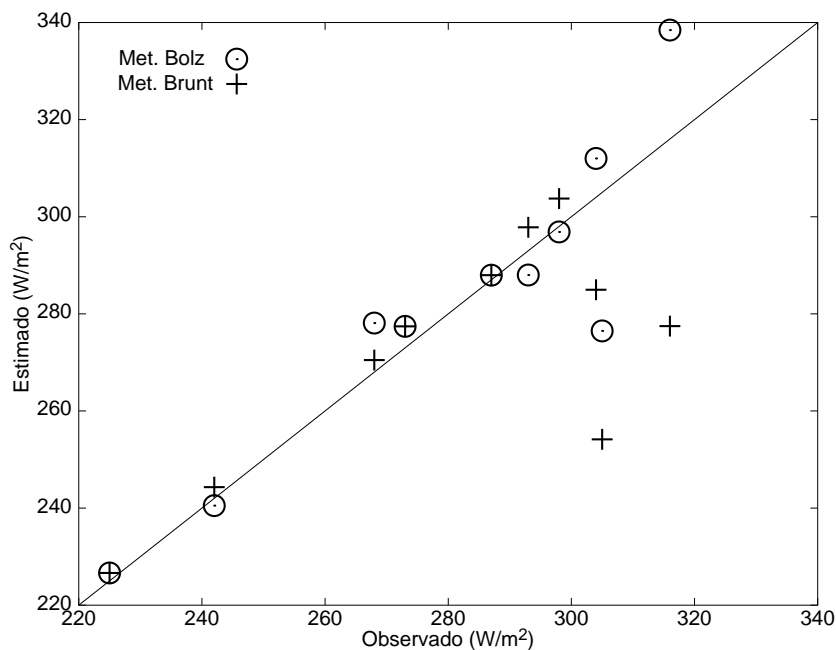


Figure 7.3.: Comparación entre los datos observados y estimados de $LW \downarrow$ mediante el método de Bolz(circulo) y Brunt(cruz).

En la Figura 7.4 se compara los datos observados con los datos estimados mediante el método de Brunt, aquí se evalúan todos los datos registrados de $LW \downarrow$ desde las 13 horas

del día 15 hasta las 13 horas del día 18 de Julio de 2010. En la figura de arriba se gráfica la series de tiempo de lo observado y lo estimado, donde se aprecia claramente la gran diferencia existente entre las 16 horas del día 16 hasta las 10 horas del día 17, además de un caso aislado a las 8 horas del día 18, donde se presentaron nubes bajas que cubrieron totalmente el cielo en Huayao (Observación en campo). Esto estaría asociado a nubes *stratocúmulus*, puesto que el observador registró este tipo de nubes entre el intervalo de tiempo antes mencionado (ver Tabla 5.2).

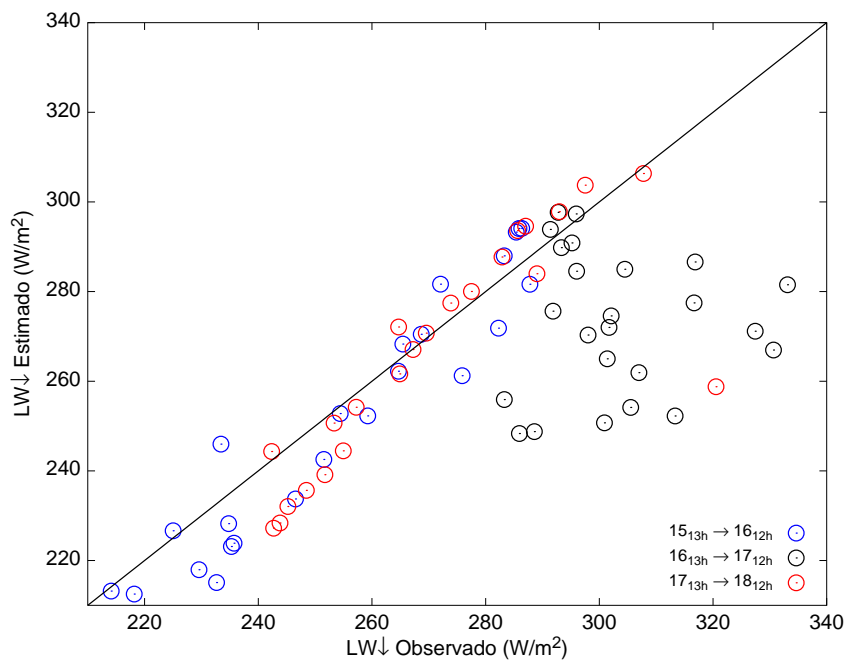
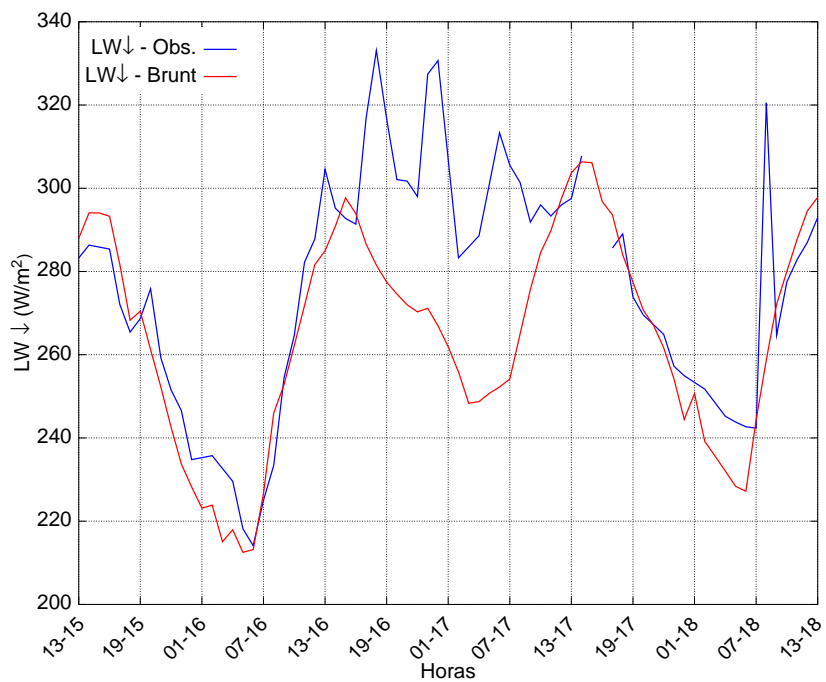


Figure 7.4.: Comparación entre $LW \downarrow$ observado y obtenido por el método de Brunt para cielos despejados. Serie de tiempo (Arriba) y dispersión (Abajo) desde las 13 horas del día 15 hasta las 13 horas del día 18 del mes de Julio

8. Conclusiones y Recomendaciones

CONCLUSIONES

- § El análisis de sensibilidad de las temperaturas mínimas del modelo indican que las variables que más influyen sobre las temperaturas mínimas son el porcentaje de humedad del suelo y la cantidad de radiación infrarroja incidente o $LW\downarrow$. Sin embargo el primero tiene una influencia estacional, debido al ciclo hidrológico de la zona (Mantaro), donde durante los meses de Noviembre a Marzo el suelo presenta altos valores de humedad por las lluvias y durante los meses de Julio a Septiembre hay ausencia de lluvias.
- § Durante la temporada con mayor frecuencia de heladas, el modelo de difusión puede simular con buena aproximación la temperaturas mínimas asumiendo flujos nulos de calor latente y sensible .
- § Experimentalmente se demuestra que la radiación infrarroja proveniente de la atmósfera $LW\downarrow$ es el principal agente que controla las temperaturas mínimas durante las noches. La presencia, durante la noche, de nubes del tipo estratocúmulus con cobertura nubosa mayor a 4/8 incrementa el $LW\downarrow$ y previene la ocurrencia de helada. Esto también esta de acuerdo a la nubosidad que podría sostenerse durante la noche a partir de las 19 horas.
- § De los datos observados de temperaturas también podemos concluir que la temperatura del aire cercana al suelo es provocada por la temperaturas de la superficie del suelo. Es decir, si tuviésemos dos noches, y una de ellas presenta una temperatura menor en su superficie, entonces es muy probable que también las temperaturas

del perfil por encima del nivel de la superficie del suelo también sean relativamente menores.

§ De todos los modelos empíricos para cielos despejados utilizados, los modelos de Brunt y Brutsaert estiman con buena aproximación los valores de $LW\downarrow$ menores a 300 Wm^{-2} , aún con la presencia de ciertos tipos de nubes. Por otro lado el modelo de Bolz para cielos nublados también presenta buenos aproximaciones por debajo de 300 W/m^{-2} , sin embargo, por encima de este valor $LW\downarrow$ es más incierto, por lo que se tendría que estimar con una cantidad mayor de datos observados.

RECOMENDACIONES

- ▷ Validar el modelo de difusión con series de datos continuos durante diversas noches. Los datos continuos deberían estar conformados por $LW\downarrow$ temperatura en la superficie y subsuperficie, humedad del suelo a diferentes profundidades.
- ▷ Del misma manera seria útil tener mediciones de perfil humedad y temperatura mas representativos de la capa límite, mediante el uso de globos meteorológicos, para validar el modelo SBDART.
- ▷ Como trabajo adicional se podría implementar un *modelo de capa límite* donde estarían presentes la física de los procesos de evaporación y flujo de calor sensible de manera que permitan describir fenómenos adicionales. Esto permitiría determinar los posibles efectos tengan sobre los cultivos, tal como las temperaturas cercanas a la superficie del suelo.
- ▷ Los resultados expuestos se limitan a la temporada de heladas o ausencia de lluvias, por lo cual sería interesante replicar este trabajo para los meses donde haya presencia de precipitación, o cuando los cultivos son más susceptibles a las temperaturas por debajo de 0°C .

Bibliografía

- [1] Alistair, D. Culf and Jhon H. C. Gash, 1993: Longwave Radiation from Clear Skies in Niger: A comparison of Observations with Simple Formulas, *Journal of applied Meteorology*, 539 - 547p.
- [2] Ahrens C. D., 2007, Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere, *Brooks/Cole*.
- [3] Arya, S. P., 2001: Introduction to micrometeorology, Second Edition, *Academic Press, International Geophysics*, Volume 79, 420 p.
- [4] Brunt, D. 1932: Notes on radiation on the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 58, 389 - 420.
- [5] Brutsaert, W., 1975: On a derivable formula for longwave radiation from clear skies, *Water Resources Research*, 11, 742 - 744.
- [6] Chen, T., Rossow. W. B., Zhan, Y, 1999, Radiative Effects of Cloud-Type Variations, *Journal of Climate*, 264-286.
- [7] Cunha, J.M. 1952. Contribuição para estudo do problema das geadas em portugal. Relatório final do Curso de Engenheiro Agrónomo. I.S.A., Lisbon.
- [8] FAO, 2005, Frost Protection fundamentals, practice, and economics, *FAO Environment and Natural Resources Service Series*, No, 10 Vol. 1, 240.
- [9] Garratt, J.R., 1994, The atmospheric boundary layer, *Cambridge atmospheric and space science series*, 316 p.

- [10] Garreaud, R. D. and Wallace, J. M.: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1998.
- [11] Geiger, R. , Aron, R. H., and Todhunter, P., 2003: The climate near the ground, *Rowman & Littlefield*, 584 p.
- [12] Hewett, E. W. 1971. Preventing frost damage to fruit trees. new Zeland Department of Sciencific and Industrial Research (DSIR), Information Series, No.86. 55p.
- [13] Hillel, D., 2004: Introduction to Environmental soil Physics, *Academic press*, 494.
- [14] Hogg, W.H., 1950, Frequency of radiation and wind frost during spring in Kent, *Meteorological Magazine*, 79: 42-49.
- [15] Hogg, W.H., 1971, Spring Frosts. *Agriculture*, 78(1): 28-31.
- [16] Houghton, H. G., 1985: Physical Meteorology, *The MIT Press*, 452 p.
- [17] Idso, S. B., and R. D. Jackson, 1969: Thermal Radiation on the Atmosphere, *J. Geophys. Res.* , 74, 5397 - 5403.
- [18] IGP, 2005, Diagnóstico de la cuenca del Mantaro bajo la visión de Cambio Climático, CONAM, Instituto Geofísico del Perú. 94 p.
- [19] Lawrence, E. N. 1952, Frost investigation, *Meteorological Magazine*, 81: 65-74.
- [20] Liou, K. N., 2002: Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition, *Academic Press*, International Geophysics, Volume 84, 583 p.
- [21] IGP, 2010: Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el valle del río Mantaro, *Instituto Geofísico del Perú*, 43p
- [22] Instruction Manual, CG3 Pyrgometer.
- [23] McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere. 3rd ed. *AFCRL Environ. Res.*, Papers No. 411, 108 pp.

- [24] Martin, et. al., 1993 The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds, *Journal of the Atmospheric Science*, Volume 51, Issue 13 (July 1994) pp. 1823-1842.
- [25] Morgan, D. L., Pruitt, W. O. and Lourence, F. J., 1971: Estimation of atmospheric radiation, *Journal of Applied meteorology*, 10, 463 - 468.
- [26] Nakamura, S. 1991, Applied numerical methods with software, *Prentice Hall*, 464 p.
- [27] WMO, 2006, Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 569 p
- [28] Oke, T. R, 1987. Boundary Layer Climates, *Taylor & Francis e-Library*, Second Edition, 435 p.
- [29] Pruppacher, R. H. and Klett, J. D., 2004: Microphysics of clouds and precipitation, Second Edition, *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Volume 18, 976 p.
- [30] Raposo, J.R. 1967. A defesa das plantas contra as geadas. Junta de Colonização Interna, Est. Téc. No. 7. 111p.
- [31] Sanábria, J. 2009, Calibración y Validación de Modelos de Pronóstico de Heladas en el Valle del Mantaro, Univesidad Nacional Agraria La Molina. Tesis de Maestría.
- [32] Slingo, A., Nicholls, S. and Schmetz, J. (1982), Aircraft observations of marine stratocumulus during JASIN. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 108.
- [33] Stull, R. B., 1988, An introduction to Boundary Layer Meteorology, *Atmospheric Science Library*, 683 p.
- [34] Swinbank, W. C., 1963: Longwave radiation from clear skies. *Quart, J. Roy. Meteor. Soc.*, 89, 339 - 348.

- [35] Seller, W. D., 1965: Physical Climatology, *The University of Chicago Press*, , 40 - 64.
- [36] G. Trasmonte, R. Chavez, B. Segura, and J. L. Rosales, 2008, Frost risks in the Mantaro river basin, *Advances in Geosciences* 14, 265-270.
- [37] D. D. Turner, A. M. Vogelmann, R. T. Austin, J. C. Barnard, K. Cady-Pereira, J. C. Chiu, S. A. Clough, C. Flynn, M. M. Khaiyer, J. Liljegren, K. Johnson, B. Lin, C. Long, A. Marshak, S. Y. Matrosov, S. A. Mcfarlane, M. Miller, Q. Min, P. Minnis, W. O'Hirok, Z. Wang, and W. Wiscombe, 2007: Thin Liquid Water Clouds: Their Importance and Our Challenge, *Bulletin of the American Meteorological Society* Volume 88, Issue 2, pp. 177-190.
- [38] Ventskevich, G. Z. 1958. Agrometeorology. Translated from the Russian by the Israel Programme for Scientific Translation, Jerusalem, 1961.
- [39] Villegas, E., 1991: Zonificación del Valle del Mantaro según la Intensidad y Riesgo de Ocurrencia de Heladas Radiacionales, Tesis para optar el título de Ingeniero Meteorólogo, Universidad Nacional Agraria La Molina, 134 pp.
- [40] Vitkevich, G. Z. 1958. Agrometeorology. Translated from the Russian by the Israel Programme for Scientific Translation, Jerusalem, 1961.
- [41] <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>
- [42] http://nsidc.org/arcticmet/glossary/world_met_org.html
- [43] <http://www.raytek.com/Raytek/en-r0/ProductsAndAccessories/PortableThermometers/PortableThermometersSeries/>

ANEXO

A. Algunos conceptos

A.1. Presión de equilibrio y Temperatura de Rocío

Comúnmente llamada *presión de equilibrio*, es la presión máxima que puede llegar a tener el vapor de agua a un temperatura dada. Tiene su ocurrencia cuando la tasa de evaporación es igual a la tasa de evaporación sobre una superficie de agua plana.

$$e_s = 6.112 \exp(17.67T / (T + 243.5)) \quad (\text{A.1})$$

Si invertimos esta ecuación de manera que

$$T = T(e_v) \quad (\text{A.2})$$

entonces obtendremos la temperatura de rocío, que es la temperatura que debería llegar a tener una parcela de aire para que presente 100 % de humedad relativa; o equivalentemente que la presión del vapor de agua (e_v) alcance la presión de equilibrio (e_s).

A.2. Espesor óptico

Un parámetro asociado a la cantidad de agua en una nube y al tamaño de las gotas de la nube es el *espesor óptico* (τ), que da cuenta de la cantidad de luz visible (en el espectro de $0.55 \mu\text{m}$) que atraviesa las capas de la atmósfera.

$$\tau = \int_z^\infty k_\lambda \rho dz$$

Donde k_λ es el coeficiente de absorción y ρ es la densidad del medio.

Tipo	Abrev.	Clasif.
Cirrus	Ci	Altas
Cirrustratus	Cs	
Alto cumulus	Ac	Medias
Altostratus	As	
Cumulonimbus	Cb	Bajas
Cumulus	Cu	
Straocumulus	Sc	
Nimbostratus	Ns	
Fog	—	—

Tabla A.1.: Abreviaturas y clasificación según el tipo de nube. Tomado de Geiger (2003) y OMM (2006).

A.3. Aproximación en serie de Taylor

Sea una función $f(x)$ continua en el intervalo de $x \rightarrow [a, b]$, entonces se puede aproximar dicha función en los puntos cercanos a un punto dado x_0 dentro del dominio.

$$f(x) = \sum_{i=0}^n \frac{1}{n!} \frac{d^n f(x)}{dx^n} \Big|_{x_0} (x - x_0)^n$$

o equivalentemente

$$f(x) = f(x_0) + \frac{1}{1!} \frac{df(x)}{dx} \Big|_{x_0} (x - x_0) + \frac{1}{2!} \frac{d^2 f(x)}{dx^2} \Big|_{x_0} (x - x_0)^2 + \dots$$

A.4. Abreviaturas de tipos de nubes

Tipos de nube y clasificación según la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

B. Datos adicionales

B.1. Temperatura del aire - 2da Campaña

Durante la segunda campaña, además de medir la temperatura del subsuelo también se midió la temperatura del aire durante la noche. los termómetros fueron acondicionados en un perfil vertical como se muestra en la Figura B.1.



Figure B.1.: Distribución de termómetros para medir la temperatura del aire.

B.2. Nubes en Huayao, Julio-2010

En la siguiente Figura se muestra la temperatura las observaciones que realizó el observador durante los días que se llevó a cabo la segunda campaña.

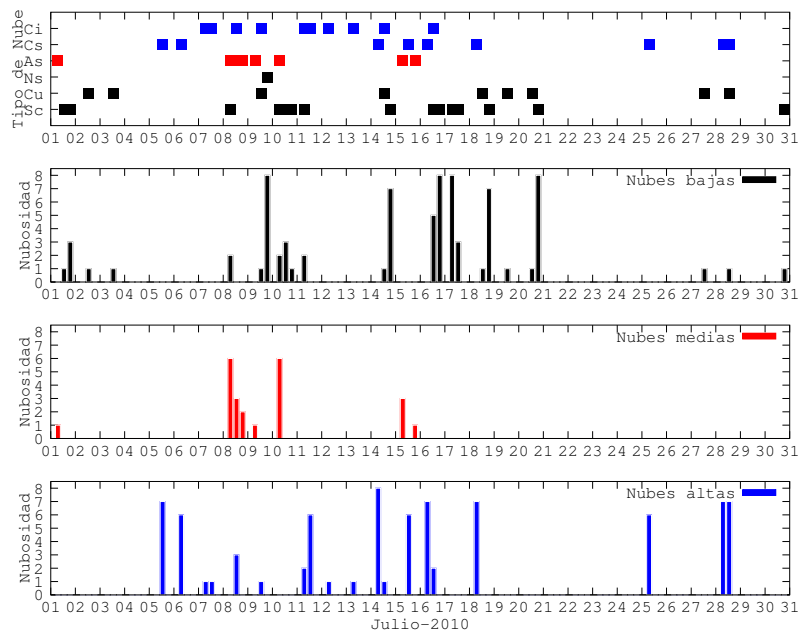


Figure B.2.: Observaciones de tipo de nube (bajas, medias y altas) y cantidad de cielo cubierto (en octavos) en el Observatorio de Huayao, Huancayo - Perú. . Las observaciones son realizadas a las 7, 13 y 19 horas.