



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

"ANALISIS DE PATRONES MICROCLIMATICOS EN
UNA SELVA BAJA CADUCIFOLIA DE CHAMELA,
JALISCO, MEXICO"

292308

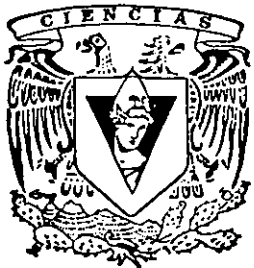
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

B I O L O G O

P R E S E N T A :

ANDRES CAMOU GUERRERO



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSE MANUEL MAASS MORENO

2001



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

MAT. MARGARITA ELVIRA CHÁVEZ CANO
Jefa de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis: Análisis de Patrones
 Microclimáticos en una Selva Baja Caducifolia de Chamela, Jalisco, México.

realizado por Andrés Camou Guerrero

con número de cuenta 8523493-0, pasante de la carrera de Biología

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
 Propietario

Dr. José Manuel Maass Moreno.

Propietario

Dr. Felipe García - Oliva.

Propietario

Dr. Víctor Luis Barradas Miranda.

Suplente

Dr. Zenón Cano Santana.

Suplente

M. en C. Ana Burgos Tornadú.

FACULTAD DE CIENCIAS
 U.N.A.M.

Consejo Departamental de Biología

Dra. Edna María Suárez Díaz

DEPARTAMENTO
 DE BIOLOGIA

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis representa el esfuerzo de muchas personas, que de alguna manera, hicieron posible que todo este largo proceso llegara a buen puerto.

Primero quiero agradecer al Dr. Manuel Maass M. por la oportunidad que me brindó de realizar esta tesis. La experiencia, el entusiasmo y la confianza mostrada hicieron de este trabajo un verdadero proceso de aprendizaje.

Deseo agradecer al Dr. Víctor L. Barradas, al Dr. Zenón Cano, al Dr. Felipe García Oliva y a la M. en C. Ana Burgos, por sus comentarios y revisión del manuscrito, aportando elementos valiosos para la consolidación de esta tesis.

Agradezco al Instituto de Ecología de la UNAM Campus Morelia y a la Estación de Biología Chamela del Instituto de Biología por las facilidades otorgadas durante la realización de esta tesis. Particularmente agradezco a Rocío Esteban y Raúl Ahedo por el apoyo técnico y logístico sin el cual este trabajo no hubiera sido posible, así como a Salvador Araiza y a Abel Verduzco por su esfuerzo y dedicación en el arduo trabajo de campo. Sin su ayuda todo hubiera sido más difícil.

Reconozco la importancia y agradezco la convivencia que de manera grata y solidaria se dio con los compañeros del proyecto de “cuencas” quienes de una u otra manera aportaron a esta tesis con sus comentarios, discusiones e ideas. En especial, quiero agradecer a Ana Burgos y a Tamara Ortiz, por sus invaluable consejos y reflexiones.

Esta tesis representa el calor y el afecto de varias personas que me han apoyado y que han estado presentes a lo largo del trabajo. La gran familia: Pety (mi mamá) y David Lauer, Ximena, Teresa y Francisco, Francisco José (mi papá), Fernando Chamizo, Julia y Concha. A Emiliano López y los “Vasos Comunicantes” (entre otras cosas, por la posibilidad del oficio radiofónico). A la familia López Razcón (Trilce, Nashru, Violeta, Esperanza y Alejandro), Sofía Cadena, Pepe, Carmen y Agustín Ezcurdia. A Toño González y a la familia Lombardi – Burgos (Eduardo, Ana, Enzo, Bruno, Luli).

A Tamara, y con mucho amor, le agradezco por enseñarme a desenredar la madeja. El camino más corto entre dos puntos eres tú. Gracias por el amor, comprensión, apoyo y compañía que me has dado a lo largo de estos dos años. ¡Que el futuro se brinde a nosotros!

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto “cuencas” que analiza la estructura y el funcionamiento de la selva baja caducifolia en los terrenos de la Estación de Biología Chamela. Dicho proyecto, en el que colaboran investigadores de los Institutos de Ecología, de Biología y

RESUMEN

El presente trabajo se centra en el monitoreo, a una escala microclimática, de variables meteorológicas determinantes en diversos procesos biológicos y funcionales de los ecosistemas. Estas variables son: la radiación solar, la temperatura ambiente, la humedad del aire y la rapidez del viento. Así mismo, se realizó el monitoreo de la precipitación pluvial y la temperatura del suelo, por su importancia biológica y estrecha relación que mantienen con las variables meteorológicas. Para este estudio se desarrolló un sistema de monitoreo microclimático, que está enmarcado dentro de un proyecto de investigación a largo plazo que tiene por objeto entender la estructura y el funcionamiento de la Selva Baja Caducifolia (SBC) que se lleva a cabo desde 1981 en la Estación de Biología Chamela, en Jalisco, México, por parte del Instituto de Ecología de la UNAM.

El monitoreo microclimático se realizó utilizando dos torres de medición ubicadas en la parte media de dos pequeñas cuencas hidrográficas pertenecientes a un conjunto de cinco cuencas experimentales. Durante dos años (1995 y 1996) se registraron las fluctuaciones de las variables meteorológicas a intervalos de al menos 30 minutos, promediando los registros cada dos horas. Para el caso de la rapidez del viento y la precipitación pluvial los registros se hicieron cada 10 minutos. Las mediciones se realizaron a dos metros de altura sobre el suelo, a cuatro metros por arriba del dosel y a diferentes profundidades del suelo (a nivel superficial, 3, 5 y 10 cm).

A partir de los registros realizados se obtuvieron patrones de las fluctuaciones microclimáticas a distintas escalas temporales: mensual, diaria y horaria. Estos patrones se discuten ampliamente.

En promedio llovió un total de 784 mm al año, con una estacionalidad particularmente marcada. En los dos años de estudio más del 80 % de la precipitación anual ocurrió en tan sólo cuatro meses (junio a septiembre). La radiación neta promedio mensual varió entre 148.4 Wm^{-2} (en diciembre de 1995) y 276.0 Wm^{-2} (en abril de 1996). El promedio mensual de la temperatura del aire varió entre 18.7 °C (en enero de 1996) y 27.1 °C (en julio de 1995). Con respecto a la temperatura del suelo, ésta presentó una gran oscilación diaria, particularmente a nivel superficial (hasta 20 °C en mayo). En promedio (0 a 30 cm de profundidad), la temperatura mensual del suelo presentó sus valores más altos en julio de 1995 (29.7 °C), y los más bajos en enero de 1996 (19.8 °C). La humedad en el ambiente (humedad relativa) presentó sus promedios mensuales más bajos durante la época seca (68.3 %, en abril de 1995), y los más altos ya entrada la época de lluvias (93.8 % en agosto de 1996). Los vientos más frecuentes registrados fueron de baja intensidad, del orden de 1 m/s, en el mes de septiembre. Los vientos más intensos (mayores a los 3 m/s) se presentaron en mayo.

Características de los sitios, tales como la orientación de las laderas con relación a la incidencia de los rayos solares, la posición en la ladera y el índice de área foliar, influyen marcadamente el microclima particular de cada sitio. En general, el sitio de monitoreo de la Cuenca II presentó valores de temperatura del aire y del suelo por debajo de los registrados en la Cuenca I.

Las diferencias observadas entre los dos años de monitoreo no fueron significativas, pero se observó una gran variabilidad entre meses, días y horas.

El monitoreo, diseñado desde una perspectiva de largo plazo, esta permitiendo analizar de manera conjunta la información meteorológica y biológica, propiciando una visión integral del ecosistema.

4.6. Colecta de datos y organización de la información	36
4.7. Criterios de depuración de las bases de datos	36
4.8. Análisis de resultados	37
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
5.1. Lluvia	40
5.2. Radiación	46
5.2.1. Patrón mensual	46
5.2.2. Patrón diario	48
5.2.3. Patrón horario	50
5.3. Temperatura del aire	57
5.3.1. Patrón mensual	57
5.3.2. Patrón diario	60
5.3.3. Patrón horario	63
5.4. Temperatura del suelo	68
5.4.1. Patrón mensual	68
5.4.2. Patrón diario	71
5.4.3. Patrón horario	73
5.5. Humedad relativa	78
5.5.1 Patrón mensual	78
5.5.2 Patrón diario	82
5.5.3 Patrón horario	85
5.6. Rapidez del viento	91
6. CONCLUSIONES	96
7. CONSIDERACIONES FINALES	99
8. LITERATURA CITADA	100
9. APÉNDICE	106

16. Déficit de presión de vapor (valores diurnos), para cada mes de monitoreo, a dos alturas distintas, en las Cuencas I y II durante 1996.	115
---	-----

Figuras

1. Fenómenos de atenuación de la radiación en la atmósfera.	6
2. Patrón esperado de la temperatura del suelo, a diferentes profundidades a lo largo del día y a través del año.	14
3. Radiación solar y temperatura del aire por encima de un suelo desnudo (patrón normalizado).	16
4. Patrón típico de la temperatura del aire, presión de vapor y humedad relativa, en una plantación de soya.	20
5. Perfil de la rapidez del viento.	22
6. Rapidez del viento y movimiento turbulento.	23
7. Patrón horario de la rapidez del viento sobre un cultivo de frijol de soya.	24
8. Ubicación de la Estación de Biología de Chamela, Jalisco, México.	28
9. Mapa de las cuencas experimentales.	31
10. Frecuencias de las cantidades anuales de lluvia, en las Cuencas I y II, durante 1995 y 1996.	43
11. Gráfica de componentes principales entre la intensidad de la precipitación y el componente 1 para la Cuenca I.	44
12. Gráfica de componentes principales entre la intensidad de la precipitación y el componente 1 para la Cuenca II.	45
13. Promedios mensuales y errores estándar de la radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta para la Cuenca I durante 1995 y 1996.	47
14. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta, en la Cuenca I en mayo de 1995.	49
15. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta, en la Cuenca I en septiembre de 1995.	49
16. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta, en la Cuenca I en diciembre de 1995.	51
17. Promedios horarios (valores diurnos y nocturnos) de la radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta, para la Cuenca I los días 9 de mayo,	

34. Promedios horarios de la temperatura del suelo en la Cuenca I, el día 31 de diciembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.	77
35. Promedios mensuales y errores estándar (valores diurnos) de la humedad relativa en las Cuencas I y II, durante 1995 y 1996, a dos alturas distintas.	79
36. Promedios mensuales y errores estándar (valores diurnos) del déficit de presión de vapor (DPV) en las Cuencas I y II, durante 1995 y 1996, a dos alturas distintas.	81
37. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en las Cuencas I y II, en mayo de 1995, a dos alturas distintas.	83
38. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en las Cuencas I y II, en septiembre de 1995, a dos alturas distintas.	84
39. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en las Cuencas I y II, en diciembre de 1995, a dos alturas distintas.	85
40. Promedios horarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en la Cuenca I, para el día 28 de mayo de 1995, a dos alturas distintas.	86
41. Promedios horarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en la Cuenca I, para el día 20 de septiembre de 1995, a dos alturas distintas.	87
42. Promedios horarios (valores diurnos) de la humedad relativa y el déficit de presión de vapor en la Cuenca I, para el día 20 de diciembre de 1995, a dos alturas distintas.	88
43. Frecuencias de la rapidez del viento en la cuenca II, de abril de 1995 a abril de 1996.	92
44. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 10 y 30 de mayo de 1995.	93
45. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 3 y 30 de septiembre de 1995.	94
46. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 5 y 31 de diciembre de 1995.	95

1. INTRODUCCIÓN

1.1 El Clima

Muchos de los procesos biológicos importantes para la vida sobre la Tierra se producen en la atmósfera terrestre, compuesta por vapor de agua y moléculas de gases, principalmente nitrógeno (en un 78%), oxígeno (21%), argón (0.9%) y dióxido de carbono (0.03%) (Botkin, 1987), así como de numerosos compuestos en menor concentración tales como: metano, ozono, óxidos de nitrógeno, monóxido de carbono y partículas de polvo. Dentro de esta capa que envuelve a la Tierra, se generan los procesos dinámicos que producen el clima. El clima es el promedio de las condiciones meteorológicas en un sitio determinado, en una región amplia, o incluso en el mundo entero, durante periodos mayores de un mes. Al mismo tiempo, el clima está conformado también por fenómenos meteorológicos que representan el estado de la atmósfera en un momento y lugar determinado, pero en periodos de tiempo más cortos que pueden ser del orden de días u horas. Estos datos meteorológicos incluyen variables que se dan espacial y temporalmente (Garduño, 1994) determinando las condiciones de la atmósfera, y a las cuales se hará referencia más adelante: la radiación solar, la temperatura y la humedad del aire, y la circulación general del viento. Es importante mencionar que hay una influencia mutua en el comportamiento de estas variables (Guenni, 1990) y que se puede clasificar el clima en escalas globales, regionales y locales. Para entender mejor estas escalas, Oke (1978) plantea que a un nivel espacial, las características de estas escalas están determinadas por un tamaño típico en donde una escala macroclimática va de 10^5 a 10^8 m, una escala regional va de 10^4 a 2×10^5 m y una escala local va de 10^2 a 5×10^4 m.

A nivel macroclimático, las variables meteorológicas determinan la distribución espacial de los principales tipos de vegetación de la Tierra (Woodward, 1987). Por su parte, Akin (1991) hace notar que existe una estrecha y compleja relación entre los grandes patrones de distribución de la vegetación y la clasificación climática. Las plantas terrestres se han adaptado a condiciones ambientales particulares, y frecuentemente presentan morfologías o formas de crecimiento similares de acuerdo al clima en el cual están inmersas (Pianka, 1994).

1.2. Microclima

Llamamos *microclima* al clima en el que viven las plantas y los animales (Rosenberg, 1983), es decir, a las condiciones meteorológicas del suelo y del ambiente que hay a unos cuantos metros por arriba de éste; incluye también las condiciones que existen alrededor de un objeto o un organismo (Smith, 1992). Por ejemplo, en las hojas de los árboles o en el dosel de la vegetación. Según Oke (1978) la escala microclimática va de 10^{-2} a 10^3 m. Una característica particular del microclima, que lo diferencia del macroclima, es que presenta variaciones notables de un lugar a otro, a partir de lo cual, la temperatura, la humedad del aire, la intensidad del viento y la radiación solar, varían radicalmente creando todo un rango de pequeños climas. Además, la intensidad de los cambios que se dan en relación con la altura y el tiempo, son más drásticos a nivel microclimático. Por ejemplo, la temperatura cambia mucho más en los primeros centímetros por arriba de la superficie del suelo que a dos metros por arriba de éste. Los cambios en la humedad del ambiente también son mayores a nivel del suelo, al igual que la rapidez del viento decrece marcadamente conforme se acerca a la superficie (Rosenberg, 1984). De esta forma, el rango de las variaciones espaciales y temporales y la intensidad de éstas, hacen que el microclima sea tan distinto al clima, en donde las condiciones son más estables.

Algunos elementos importantes que determinan en gran medida las condiciones microclimáticas son la presencia de vegetación y la inclinación y orientación de las laderas con relación al Sol. En este caso, en el hemisferio norte, las pendientes orientadas al sur reciben mayor cantidad de energía proveniente del Sol mientras que las pendientes orientadas al norte reciben menos (Smith, 1992).

A una escala microclimática, la radiación solar, la temperatura y humedad del aire, y la intensidad o rapidez del viento, tienen implicaciones importantes en los procesos fisiológicos de las plantas. Más adelante se hará mención a éstos: la germinación, el crecimiento, la fotosíntesis y la transpiración.

1.3. El estudio en cuencas hidrológicas en Chamela, Jalisco

El Instituto de Ecología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) ha establecido, desde 1981, un proyecto de investigación a largo plazo para entender, a

nivel ecosistémico, la estructura y el funcionamiento de la Selva Baja Caducifolia (SBC) (Sarukhán y Maass, 1990). Este estudio se está llevando a cabo en la Estación de Biología Chamela, localizada en el estado de Jalisco, México, donde cinco pequeñas cuencas (de entre 12 y 28 ha cada una) han sido seleccionadas como unidades experimentales. El proyecto tiene como objetivos principales entender la estructura y el funcionamiento de un ecosistema tropical estacional y evaluar el impacto que diferentes técnicas de manejo de recursos naturales tienen en su productividad y balance de nutrimentos (Sarukhán et al., 1987). Este estudio delimita a la cuenca hidrológica como unidad de estudio e identifica al ecosistema como una unidad de manejo (Maass y Martínez -Yrizar, 1990; Maass, 1995), y está diseñado en tres grandes etapas de investigación: la primera, en la cual se desarrolla la presente tesis, contempla el entendimiento de la estructura y funcionamiento del ecosistema sin perturbar; una segunda etapa de evaluación del impacto que diferentes grados de perturbación tienen en el ecosistema y una tercera que se enfoca en el estudio de la capacidad y velocidad de recuperación de los suelos y del mismo ecosistema (Sarukhán et al., 1987).

Es importante el carácter a largo plazo que tiene este proyecto, debido a que muchas de las preguntas importantes en la ecología se relacionan con la predicción del comportamiento de los ecosistemas a lo largo del tiempo; así mismo, hay evidencias convincentes respecto a la importancia de los estudios a largo plazo en la identificación y la respuesta a problemas medioambientales tanto a nivel regional como global (Franklin, 1989). Algunos fenómenos ecológicos que son susceptibles de ser trabajados mediante estudios a largo plazo son: a) procesos lentos dentro de los ecosistemas, b) eventos raros, c) fenómenos que ocurren a partir de varios episodios, d) procesos con una alta variabilidad anual, e) procesos sutiles y f) fenómenos complejos (Likens, 1983; Strayer et al., 1986).

Existen varias razones por las cuales es importante el estudio de las variables meteorológicas, cómo interactúan entre sí y cómo varían en el tiempo y en el espacio. Una razón es la creciente preocupación por los cambios climáticos a escala global (Jaramillo, 1994; Gay et al., 1991), ya que estos fenómenos globales generan aparentemente una modificación en la estabilidad de las variables meteorológicas. Por otro lado, estas variables han sido factores importantes en el diseño de modelos de crecimiento de las plantas en zonas de cultivo o en ambientes naturales, y han tenido un papel importante en las

investigaciones de agronomía y silvicultura (Guenni et al., 1990). Así también, el papel que juegan las variables meteorológicas es fundamental en algunos procesos funcionales de los ecosistemas.

La presente tesis se centra principalmente en el monitoreo¹ de estas variables meteorológicas (radiación solar, rapidez del viento, humedad y temperatura del aire), así como en el monitoreo de la temperatura del suelo y la precipitación pluvial, por la importancia que representan en la dinámica biológica y ecológica de los ecosistemas, así como por la estrecha relación que mantienen con las variables meteorológicas mencionadas, con el fin de establecer patrones en sus variaciones temporales y espaciales a una escala microclimática, ya que estas condiciones pueden variar considerablemente entre sitios.

Para este estudio se ha desarrollado un sistema de monitoreo microclimático, enmarcado dentro del proyecto de investigación a largo plazo sobre la estructura y el funcionamiento de la SBC, en la Estación de Biología Chamela, en Jalisco, México. Se monitorearon las variables meteorológicas en el transcurso de dos años (1995 y 1996), con el fin de caracterizar el ambiente físico de dos cuencas hidrológicas experimentales.

No obstante que el monitoreo de variables meteorológicas se ha realizado en muchos ambientes naturales, muy pocos estudios de este tipo han centrado su interés en la SBC. Esta tesis está dividida en cuatro grandes secciones: en la primera se presentan brevemente algunos aspectos teóricos y conceptuales sobre las variables meteorológicas que fueron monitoreadas. En la segunda sección se desarrollan los métodos empleados en la investigación, que incluyen la descripción de la zona de estudio, la información bibliográfica encontrada al respecto para las SBC, la instalación de los sensores, así como los criterios utilizados en el manejo y análisis de los resultados. La tercera sección es la referente a los resultados, discusión y consideraciones finales. La última sección corresponde a un apéndice en el que se incluyen los cuadros de los resultados obtenidos para cada sensor y para cada mes de monitoreo.

¹ Un monitoreo climático es un sistema de información que hace posible detectar fluctuaciones en el clima (Izrael, 1992). Por esta razón se utiliza la palabra monitoreo, que a pesar de ser un anglicismo, representa el trabajo central que se realiza en esta tesis.

2. VARIABLES METEOROLÓGICAS: UNA REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. Radiación

La radiación o energía solar que llega a la Tierra está determinada por la *geometría solar*, es decir, la posición del Sol en el cielo con relación a la superficie terrestre (Lowry, 1991). La cantidad de radiación que llega a una superficie está determinada por la orientación de esta superficie, por la fecha y la hora en la que se registra la incidencia de radiación, y por la latitud del sitio. Las características más determinantes en el comportamiento de la radiación están dadas por la rotación de la Tierra sobre su propio eje y por su órbita elíptica alrededor del Sol (Monteith y Unsworth, 1990). La forma más común de presentar la geometría solar es a partir de un diagrama de la trayectoria del Sol, dado para cada latitud. Leyendo estos diagramas se puede localizar el Sol en el cielo en relación con una superficie horizontal. Más precisamente, un diagrama de la trayectoria del Sol, es el mapeo horizontal o la proyección de un grupo de trayectorias en forma de arco para una latitud determinada (Lowry, 1991), que describen el ángulo en la que los rayos solares inciden sobre la Tierra. Así, la geometría solar, además de describir la posición del Sol en el cielo, determina la cantidad de energía o radiación que llega a la superficie de la Tierra. También existen otros factores que generan variaciones en los flujos de energía provenientes del Sol, y éstos se relacionan con las propiedades y componentes del cielo, como la nubosidad, partículas suspendidas como el polvo, contaminantes y moléculas de gases, etcétera.

La radiación emitida por el Sol viaja en todas direcciones y sólo una fracción muy pequeña es interceptada por la Tierra. Conforme penetra la atmósfera, el flujo radiante es extinguido de manera exponencial con relación a la profundidad de la atmósfera. La densidad de flujo radiante que normalmente llega a la parte alta de la atmósfera terrestre es llamada la *constante solar* y tiene un valor aproximado de $1,360 \text{ W m}^{-2}$ y una distribución de longitud de onda máxima de $0.48 \mu\text{m}$ a una temperatura de $6,000^\circ\text{K}$. En realidad, el valor actual de la densidad del flujo varía un poco, en particular $\pm 3.5\%$ entre julio y enero, cuando el Sol está más cerca de la Tierra (Lowry, 1991).

El espectro de la radiación que llega a la Tierra proveniente del Sol es conocido como radiación de onda corta o radiación solar. Así mismo, la radiación que es emitida por la Tierra o por los gases atmosféricos en todas direcciones es llamada radiación de onda larga o radiación terrestre.

La radiación que llega a la Tierra con relación a la constante solar está muy modificada en términos de cantidad, propiedades espectrales y distribución angular. Esto sucede como resultado de la absorción o dispersión de la luz solar por las moléculas y partículas que se encuentran en la atmósfera, por las nubes (figura 1), y/o por su reflexión y transmisión a través de objetos terrestres. La fracción de la radiación solar que es reflejada por un cuerpo se conoce como *albedo*. Esta reflexión es gobernada por el coeficiente de reflexión de onda corta dado para cada superficie (Etherington, 1982) y varía enormemente en diferentes lugares. La radiación disminuye a lo largo de su trayectoria por la atmósfera terrestre y esta atenuación de la radiación se explica básicamente por los procesos de dispersión y absorción.

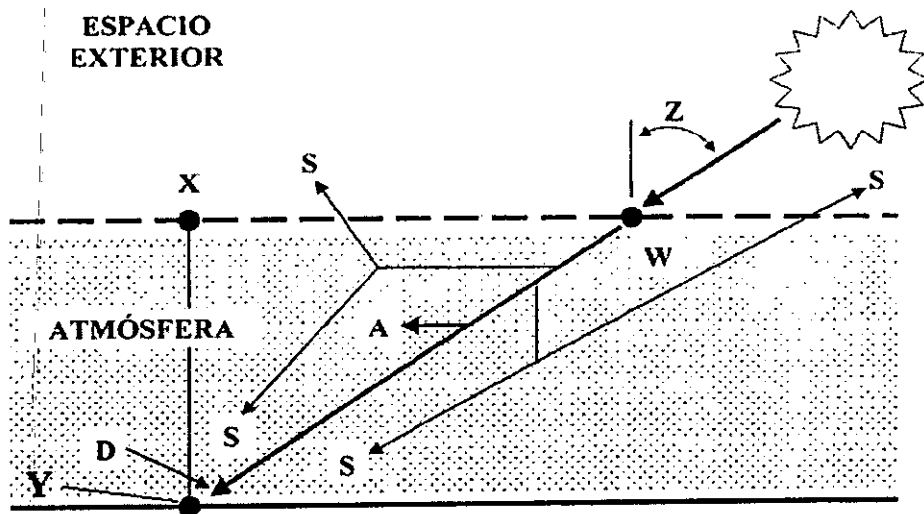


Figura 1. Distintos fenómenos de atenuación de la radiación en la atmósfera, donde (D) es la radiación solar directa; (A) es la radiación absorbida; (S) la radiación dispersada; (W) la constante solar; (X) la parte alta de la atmósfera, (Y) la cantidad de radiación que llega a la Tierra y (Z) el ángulo de incidencia de los rayos solares (adaptado de Lowry, 1991).

Una proporción de los rayos solares directos es desviada por moléculas o partículas en la atmósfera hacia todas direcciones. Este proceso conocido como *dispersión Rayleigh*, está dado por moléculas más pequeñas que la longitud de onda de la luz, siendo más efectivo para longitudes de onda corta (i.e., de color azul). También se da lo que se conoce como *dispersión Mie*, generada por partículas grandes tales como polvo y gotas de agua, fenómeno relativamente independiente del tamaño de la longitud de onda (Jones, 1992).

La absorción de la radiación depende de la distancia que recorren los rayos solares en la atmósfera y el contenido de los agentes que la absorben. El vapor de agua que absorbe el espectro de los rayos infrarrojos (RI) y el ozono que absorbe el espectro de la radiación ultravioleta (UV) reducen la cantidad de radiación mutagénica que llega a la Tierra. La absorción causa tanto el incremento de la temperatura del aire, como la disipación de la energía solar en calor latente. Esto último se relaciona con la evaporación del agua, proceso que absorbe aproximadamente 2.5 MJ kg^{-1} (Etherington, 1982).

Como una consecuencia de su atenuación, la radiación tiene dos propiedades direccionales distintas cuando llega a la Tierra: la radiación directa del disco solar que incluye un componente desviado muy pequeño, y la radiación difusa que incluye toda la radiación dispersa que se recibe de la atmósfera y de las nubes, ya sea por reflexión o por transmisión.

2.1.1. La radiación de onda larga y la radiación global. Además de la radiación de onda corta producida por el Sol, la superficie de la Tierra y algunos gases presentes en la atmósfera emiten la radiación de onda larga, contribuyendo al balance de la radiación. El cielo es una fuente importante de radiación de onda larga, que es emitida por los gases presentes en la parte baja de la atmósfera (especialmente vapor de agua y CO_2). La diferencia entre la radiación de onda larga que se emite en dirección al suelo y aquella que es emitida hacia arriba por la superficie, es la radiación neta de onda larga.

Una simplificación muy útil cuando se habla de la radiación solar, es distinguir entre la radiación paralela emitida relativamente sin modificaciones por los rayos solares directos (radiación solar directa), y la radiación difusa de onda corta que incluye radiación reflejada y desviada proveniente de todas las partes del cielo. La suma de la radiación directa y de la radiación difusa incidente en una superficie horizontal, es llamada radiación global.

En lo que respecta a los organismos biológicos, el espectro de la radiación solar se puede dividir en cinco grandes bandas; éstas se muestran en el cuadro 1, con su fracción de la constante solar correspondiente. La banda de onda a la cual el ojo humano es sensible va del color azul (400 nm), a través del verde (550 nm), hasta el rojo (700 nm). La fotosíntesis es estimulada por la radiación en la misma banda, nombrada también radiación fotosintéticamente activa (RFA), (Monteith y Unsworth, 1990).

Cuadro 1. Distribución de la energía en el espectro de la radiación emitida por el Sol (adaptado de Monteith y Unsworth, 1990).

Banda de onda (nm)	Energía (%)
0 - 300	1.2
300 - 400 (ultravioleta)	7.8
400 - 700 (visible/RFA)	39.8
700 - 1,500 (infrarrojo)	38.8
1,500 - ∞	12.4
Total	100.0

2.1.2. El balance de la radiación en la Tierra. Como se dijo anteriormente, la radiación solar es afectada por una serie de procesos de dispersión y absorción, que determinan las características de la energía que finalmente llega a la superficie de la Tierra. Sin embargo, la dinámica de la radiación presenta un comportamiento más complejo, que lo podemos explicar a partir del balance de la radiación en la superficie terrestre. Un 50% de la radiación de onda corta que llega a la atmósfera alcanza la superficie de la Tierra; de este 50%, la mitad es disipado en el almacenamiento del calor latente mediante la evaporación del agua (ocurrido por absorción). Así, el 25% del total de la radiación solar está involucrada en el proceso de transferencia de masas del ciclo del agua. El calor latente no representa pérdida para el sistema, ya que con la condensación del vapor de agua se presenta un incremento en la temperatura atmosférica. Este calor sensible finalmente se pierde como radiación de onda larga hacia el espacio exterior desde la atmósfera y la superficie terrestre (Etherington, 1982). Gates (1982, en Etherington) sugiere que esta

pérdida representa dos tercios de la radiación solar, y el tercio restante es devuelto al espacio exterior por la vía de la desviación y la reflexión de la radiación de onda corta.

2.1.3. El balance de la radiación en los ecosistemas y organismos. El suelo, el agua y los organismos absorben energía de radiación de onda corta proveniente del Sol y radiación de onda larga proveniente de la atmósfera. Intercambian energía entre ellos y emiten energía a la atmósfera y al espacio exterior mediante radiación de onda larga. Todos estos flujos radiantes omnidireccionales se pueden clasificar en dos componentes: energía (o radiación) que fluye hacia arriba y energía que fluye hacia abajo. La diferencia entre los dos es lo que se denomina *radiación neta* (R_n) del sistema, y es una medición de la energía disponible para llevar a cabo los procesos ambientales, como por ejemplo, la evaporación del agua. Una forma de cálculo de la radiación neta (R_n) es la siguiente:

$$R_n = (R_s + R_d) (1 - a) + R_i - R_j$$

donde R_s es la radiación solar directa, R_d la radiación solar difusa, R_i radiación infrarroja (radiación desde las nubes y la atmósfera), R_j emisiones de radiación infrarroja desde la superficie y a el albedo (Sumner, 1988). Así mismo, la radiación neta de un objeto es la suma de todos los flujos de radiación que llegan, menos todos los flujos de radiación que salen. La radiación que entra incluye la radiación solar directa y difusa, así como la radiación de onda larga incidente que es emitida por el cielo y los alrededores. Por otro lado, la pérdida de radiación incluye la radiación térmica emitida, así como cualquier radiación incidente que es reflejada o transmitida por el objeto. La radiación neta se mide utilizando radiómetros netos que detectan la diferencia entre los flujos de trayectoria hacia arriba y de trayectoria hacia abajo. La radiación neta dentro de los ecosistemas es finalmente una serie de fluctuaciones que suceden a lo largo del día, la noche, los meses y los años.

2.1.4. La radiación y las plantas. Se conoce como *radiación fotosintéticamente activa* (RFA) a la energía total de longitudes de onda de entre 400 y 700 nm que es utilizada por las plantas en el proceso de la fotosíntesis. La disponibilidad de ésta presenta una variación temporal, tanto diaria como mensual, que depende de la latitud, y que se conoce como el fotoperiodo. Algunas plantas, sobre todo en zonas no tropicales, presentan respuestas al fotoperiodo, ya sea para el inicio de la floración, la germinación de las semillas, el brote de

yemas, la elongación del tallo o la caída de las hojas, por mencionar los más importantes (Fitter, 1987).

El dosel de la vegetación produce un ambiente lumínico complejo propiciando que la RFA presente variaciones tanto en su distribución espectral como en su distribución dentro de la vegetación. La radiación penetra en el dosel de cuatro formas: mediante huecos en la vegetación (radiación directa), como radiación difusa no interceptada, en forma transmitida y mediante reflexión. (Fitter, 1987).

La radiación tiene una influencia directa sobre las plantas mediante los siguientes procesos:

Intercambio de energía. La radiación es la principal forma de intercambio de energía entre las plantas y el ambiente aéreo. La radiación solar provee la fuente principal de entrada de energía a las plantas. Mucha de esta energía es convertida en calor o es utilizada en procesos de intercambio energético tales como la transpiración. Esto afecta la temperatura de los tejidos y, a su vez, las tasas de los procesos metabólicos (Jones, 1992). Con mucho, la transpiración es el proceso fisiológico de las plantas que más energía consume.

Fotosíntesis. Parte de la radiación solar absorbida por las plantas es utilizada para la síntesis de enlaces químicos ricos en energía y para reducir los compuestos de carbón. Este proceso, conocido como fotosíntesis, es característico de las plantas y provee la mayor fuente de energía libre a la biósfera. La fotosíntesis puede ser explicada a través de tres componentes: la reacción luminosa, en donde la energía radiante es absorbida y usada para generar los compuestos ricos en energía: el ATP y el NADPH; reacciones oscuras, que incluyen la reducción bioquímica del CO₂ a azúcares, utilizando el ATP y el NADPH; y el aporte de CO₂ del ambiente al sitio de reducción en el cloroplasto (Jones, 1992).

Fotomorfogénesis. Además de utilizar la energía del sol en la fotosíntesis, las plantas son capaces de detectar la calidad, la cantidad, la dirección y la duración de la luz para ajustar su crecimiento y controlar varios procesos biológicos. La fotomorfogénesis, a grandes rasgos, se refiere a todas las respuestas no fotosintéticas de la planta a la luz, y esto incluye el fotocontrol de la germinación de las semillas, la fotomodulación del crecimiento, el fototropismo y el fotomovimiento (Prasad, 1997). El fotocontrol de la germinación se refiere a que las semillas de muchas especies no germinan en la oscuridad, ya que requieren

un estímulo luminoso que puede actuar como un activador de la germinación o como un inhibidor de la misma (Jones, 1992).

Mutagénesis. En las dos últimas décadas ha habido una gran preocupación acerca del deterioro de la capa de ozono (O_3) estratosférico, causado básicamente por la gran cantidad de sustancias liberadas a la atmósfera. El O_3 estratosférico forma una pequeña capa gaseosa que atenúa fuertemente la radiación ultravioleta (UV). Por lo anterior, la reducción de la capa de ozono permite el paso a una mayor cantidad de radiación UV, la cual, por ser altamente energética, puede tener un efecto dañino sobre las células vivientes, particularmente afectando la estructura de su material genético y causando mutaciones (Jones, 1992). Además de los rayos UV, otro tipo de radiación dañina para los organismos biológicos incluye a los rayos X y la radiación γ . Así mismo, el incremento de la radiación solar de onda corta UV, tiene efectos determinantes como inhibición del crecimiento y de la fotosíntesis en diferentes especies de plantas (Prasad, 1997).

2.2. Temperatura

El calentamiento de un cuerpo, así como el calentamiento del ambiente dentro de un ecosistema, está generalmente asociado con la radiación solar (Barbour, 1987). El calentamiento se puede explicar como el agregado total de la energía interna de átomos y moléculas en movimiento de un cuerpo y se puede transmitir mediante la *radiación*, la *convección* o la *conducción*. La *radiación* es la energía propagada en forma de una onda electromagnética, la *convección* es el calentamiento del aire, y la *conducción* es la transferencia del calor a través de los cuerpos.

La temperatura, por su parte, es una medida de la intensidad o concentración de energía calorífica en un objeto y está determinada por la cantidad de energía calorífica y la capacidad calorífica del objeto (Kimmins, 1987).

En la Tierra, la radiación solar llega de forma directa del disco solar a la atmósfera terrestre, la cual es absorbida por las plantas, las rocas, el suelo y el aire que los rodea. Esto genera que la energía absorbida sea transferida del suelo a las plantas, de las plantas al aire, etcétera. En este trabajo se estudia la temperatura del aire y la temperatura del suelo, por tal motivo nos centraremos en desarrollar estos puntos.

Grandes cantidades de energía son intercambiadas entre la superficie de la Tierra y el aire mediante el proceso de convección. La convección es definida como el “movimiento de masas de un fluido (aire en este caso) resultando en el transporte y la mezcla de las propiedades de ese fluido” (Huschke, 1959). El flujo de calor entre la superficie de la Tierra y el aire es conocido como flujo de calor sensible, ya que esta transferencia determina la temperatura del aire. En la atmósfera se da otro proceso que es conocido como “flujo de calor latente”. El agua absorbe una gran cantidad de energía calorífica conforme pasa del estado líquido al estado gaseoso, es decir, cuando se evapora. En este proceso hay un cambio mínimo de la temperatura, aunque hay una gran absorción de energía calorífica. Este proceso se debe al calor latente de evaporación (Kimmins, 1987).

Hay dos tipos de convección que usualmente se distinguen entre sí, ambas importantes en micrometeorología: 1) convección forzada, que es el movimiento inducido por fuerzas mecánicas (el flujo causado por la fricción del fluido, o el movimiento causado por la aplicación de fuerzas externas como el viento), y 2) la convección libre, que es el movimiento causado sólo por la diferencia de densidades dentro del fluido (Rosenberg, 1983).

La variación de la temperatura ambiente se da no sólo por el proceso de convección, sino también mediante el proceso adiabático, que constituye un cambio de estado sin ninguna adición o pérdida de calor. Por ejemplo, una masa de aire a una presión de 100 kPa y a 27°C (300 °K) tendrá un decaimiento en la temperatura de 8°C (281°K), si es levantada a niveles superiores de la atmósfera terrestre en donde la presión es de 80 kPa. Este enfriamiento del ambiente que se da con el incremento de la altura es llamado la tasa de enfriamiento adiabático y se da a una tasa de 1 °C/100 m. La tasa de enfriamiento en aire saturado no es constante y es más pequeña que la que se presenta en aire seco (Rosenberg, 1983).

2.2.1. Temperatura del suelo. El suelo es indispensable para la vida sobre la Tierra. Para las plantas, el suelo proporciona un sustrato fértil en nutrimentos y agua, y constituye un soporte mecánico; actúa también como un gran almacenador de energía durante el día, que es transferida hacia el aire frío que se encuentra por arriba de éste (Rosenberg, 1983). La temperatura del suelo es una propiedad de gran importancia biológica, ya que no sólo afecta directamente la tasa de reacciones fisiológicas de los organismos que lo habitan, sino que

además tiene muchos efectos indirectos al controlar también algunos procesos edáficos. Por esta razón, aunque la temperatura del suelo no es una variable meteorológica, dada su gran importancia, se le considera en el presente estudio.

Como ya hemos visto, existen muchos factores que determinan la cantidad de energía o de radiación que llega hasta la superficie de la Tierra. Una vez que la energía logra llegar al suelo, su flujo depende de las características físicas de los suelos y de las propiedades de la vegetación. En un bosque templado, a lo más, el 2% de la radiación neta se utiliza para la fotosíntesis, mientras que el 80% se utiliza para evaporar agua (Killham, 1994), por tal motivo sólo una pequeña fracción de la radiación incidente (menos del 15%) está disponible para calentar el suelo. La propiedad del suelo de almacenar energía o de transmitirla depende de su porosidad, contenido de agua y cantidad de materia orgánica. Un incremento en el contenido de agua aumenta marcadamente la capacidad de almacenar calor. Esto se debe a que el agua, que tiene una capacidad calorífica mayor que el aire, sustituye a éste último en los espacios porosos del suelo (Rosenberg, 1983). Es el contenido de agua, antes que la capacidad calorífica del suelo, la que determina qué tanta energía se necesita para calentar el suelo (Killham, 1994). Por ejemplo, los suelos mojados pueden transferir grandes cantidades de calor por conducción, evaporación o por condensación del agua alojada en los espacios de los poros. La temperatura del suelo puede cambiar en distancias muy pequeñas, dependiendo de las características del tipo de cubierta que presente el suelo y de su capacidad calorífica. Donde la vegetación está dispersa, o es escasa, el grado al cual se calienta el suelo depende del color, del contenido de aire y de la cantidad de agua. Suelos bien aireados se calientan superficialmente, mientras que los suelos bien compactados y húmedos, conducen el calor a niveles más profundos (Larcher, 1995).

En la figura 2 se muestra el patrón de comportamiento de la temperatura del suelo, tanto a lo largo de un día como a lo largo de un año; en ambos casos los patrones son muy parecidos. La temperatura muestra la mayor variación en la superficie (0.5 cm) y conforme se incrementa la profundidad, ésta se estabiliza. El calor se está moviendo constantemente hacia el interior y exterior del suelo, haciendo que la energía térmica sea constantemente redistribuida. Los perfiles de temperatura del suelo cambian rápidamente a lo largo de un día: la superficie del suelo es más fría en las primeras horas de la mañana y más caliente en

la tarde, presentando una gran variación térmica (Lowry, 1991). Durante la noche la superficie del suelo se enfría y el flujo de calor se invierte (Rosenberg, 1983).

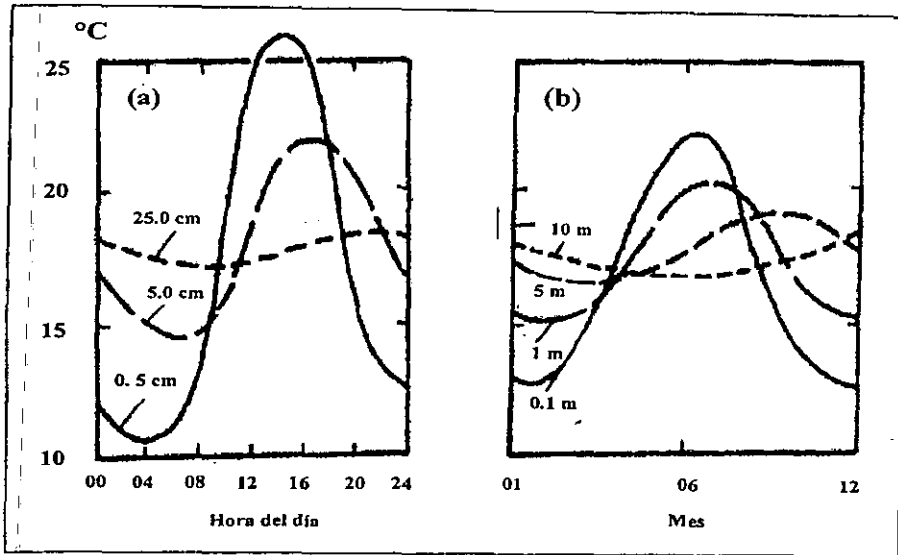


Figura 2. Patrón esperado de la variación de la temperatura del suelo, a diferentes profundidades, a lo largo del día y a través del año (adaptado de Lowry, 1991).

2.2.2. Temperatura del aire. Normalmente durante el día el calor es transferido del suelo caliente o de la superficie de la vegetación hacia el aire frío que se encuentra por encima de éste. Durante la noche, el calor es transferido del aire hacia el suelo y el aire no se calienta nuevamente hasta que el suelo es calentado por la radiación solar.

A grandes altitudes, la temperatura promedio del aire es menor que en zonas de bajas altitudes. El aire que se encuentra cerca de la superficie del suelo (que es más denso) absorbe una mayor cantidad de energía radiante que el aire que se encuentra a altas elevaciones, además recibe calor por conducción o convección desde el suelo. En condiciones de una humedad atmosférica baja, el aire que está cerca de la superficie de la Tierra, al calentarse a lo largo del día, se expande haciéndose más ligero que el aire frío que está encima. De esta forma se desarrollan corrientes de aire en las que masas de aire caliente se desplazan hacia arriba y corrientes de aire frío se desplazan hacia abajo. Si el aire que está cerca de la superficie es muy húmedo, la atmósfera es más estable y las columnas de aire no se forman tan fácilmente, de esta forma hay poco agitación atmosférica. Durante la noche el aire superficial experimenta un rápido enfriamiento debido

a que el flujo de calor es hacia abajo y en condiciones estables de la atmósfera se desarrolla una inversión de la temperatura, en donde el aire que está en contacto con la superficie del suelo es más frío que el aire que está por encima. Durante una inversión térmica, la temperatura se incrementa con el aumento de la altura, pero sólo hasta cierto punto y luego se recupera la tasa normal de decaimiento de la temperatura. Las inversiones térmicas pueden ocurrir como el resultado del enfriamiento nocturno o de otros procesos meteorológicos. Las inversiones nocturnas generalmente se rompen tan pronto se calienta el suelo por los rayos solares, pero en otras circunstancias pueden ser mucho más persistentes (Kimmins, 1987).

El patrón diario de cambios de la temperatura del aire describe una curva en donde el valor mínimo se da normalmente en las primeras horas de la mañana, poco después del amanecer, y el valor máximo ocurre generalmente poco después de que el Sol llega al punto más alto de su trayectoria. Como se puede observar en la figura 3, existe un retraso de la temperatura con relación a la radiación. El retraso de la temperatura al medio día es el resultado de los mecanismos disipativos. En el amanecer se requiere una cantidad considerable de energía para calentar el suelo o la superficie de la vegetación, que a esa hora del día son las más frías. Hasta que estas superficies no son calentadas en relación con la masa de aire que está encima, no se da el flujo de transferencia de calor sensible. Conforme el suelo se calienta, la energía calienta el aire circunvecino. Aún cuando la radiación neta es el factor determinante, otros factores como la convección, la conducción y la evaporación pueden a veces ser importantes en la determinación del retraso de la temperatura que se presenta después del medio día. La curva anual de variación de la temperatura del aire sigue un patrón similar (Rosenberg, 1983).

2.2.3. La temperatura y su efecto en las plantas. Las plantas por sí solas no pueden mantener sus células y tejidos a una temperatura óptima y constante; por esta razón su crecimiento y metabolismo dependen profundamente de los cambios en la temperatura ambiental. En las plantas, la temperatura de una hoja depende de la transpiración, de su forma y dimensión, de su posición dentro del dosel de la vegetación, de su altura sobre el suelo, de la velocidad del viento, de la hora del día, del mes y de la nubosidad del cielo. Por otro lado, la temperatura de las raíces depende principalmente de la hora del día y del mes, también de la profundidad a la que se encuentren y de las propiedades del suelo (Fitter,

1987). Esto genera un mosaico muy complejo de posibilidades de interacción entre los procesos de la planta y la temperatura ambiental. En adición a esto, se ha encontrado que diferentes estados de desarrollo de la planta y diferentes procesos fisiológicos necesitan diferentes temperaturas óptimas (Leopold y Kriedeman, 1975; Fitter, 1987).

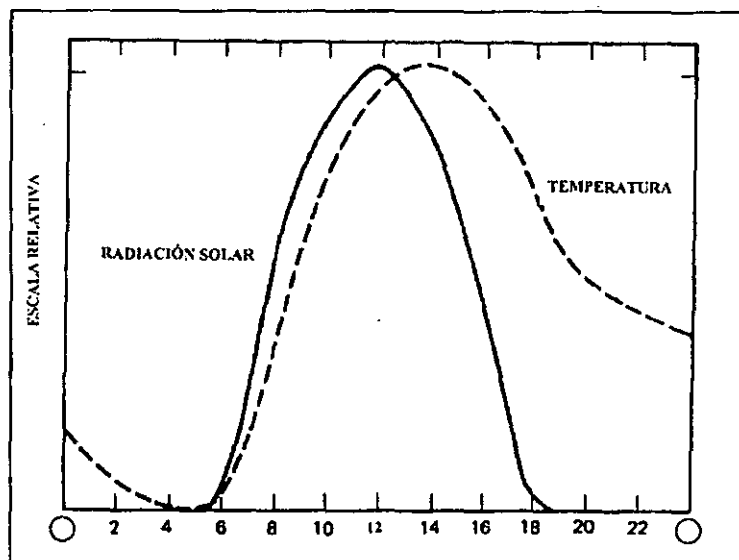


Figura 3. Radiación solar y temperatura por arriba de un suelo desnudo, a principios de septiembre en Nebraska, E.U. Patrón normalizado (adaptado de Rósenberg, 1983).

El desarrollo reproductivo de ciertas especies es controlado por temperaturas nocturnas, antes que por temperaturas diurnas (Leopold y Kriedemann, 1975). Así, por ejemplo, la iniciación de la floración en muchas especies requiere de la exposición a bajas temperaturas u horas frío, factor que limita la dispersión de ciertas especies en climas más cálidos (Kimmins, 1987). Algunos procesos, como la germinación, pueden ser mejorados mediante las fluctuaciones de la temperatura (Thompson y Grime, 1983). Así mismo, las fluctuaciones estacionales en interacción con el control fotoperiódico, son un factor importante en el control de la floración de algunas especies. Por ejemplo, las variedades invernales del trigo deben estar expuestas a varios meses de bajas temperaturas para que se dispare su floración. Si se siembra en primavera, este tipo de trigo permanece en estado vegetativo por no haber satisfecho este requerimiento, conocido como vernalización. Las variedades primaverales, por otro lado, sólo tienen un requerimiento mínimo de

vernalización y muchas veces no lo tienen. También muchas plantas perennes requieren de un periodo frío para un desarrollo óptimo de su flor (Jones, 1992).

La tasa de crecimiento de las plantas está fuertemente determinada por la temperatura, por lo que la distribución espacial de las plantas (hacia las regiones polares o hacia regiones de grandes altitudes) corresponde, en gran medida, a la distribución geográfica de las temperaturas anuales (Kimmins, 1987).

El régimen térmico durante el crecimiento y el desarrollo puede determinar la morfología y las dimensiones de las partes resultantes de la planta. Por ejemplo, en diferentes especies, el diámetro de la raíz, la ramificación de la raíz, y el tamaño y la forma de las hojas pueden ser determinados por la temperatura de crecimiento (Abbas et al., 1983).

Dos factores son los responsables de la mayoría de los daños que la temperatura puede causar en las plantas: el cambio rápido de la temperatura y la presencia de temperaturas fuera del intervalo normal de las temperaturas de cada época del año.

El daño de los tejidos vegetales por congelamiento es poco común, puesto que las plantas han desarrollado mecanismos que les permiten enfrentar bajas temperaturas (Smith, 1992). Estos mecanismos pueden ser eficaces si la temperatura desciende lentamente, permitiendo la formación de hielo fuera de la pared celular. En este caso, el efecto de las bajas temperaturas se presenta como una deshidratación que puede ser revertida cuando aumenta la temperatura. Sin embargo, cuando la temperatura desciende rápidamente, sí se presenta un enfriamiento intercelular y daño por congelamiento (Smith, 1992).

Si los demás factores ambientales son constantes, un aumento de la temperatura, dentro de ciertos límites fisiológicos, casi siempre aumenta la velocidad de transpiración de las plantas. Esto es debido al efecto de la temperatura sobre el movimiento de los estomas de las plantas. Los estomas suelen cerrarse a temperaturas próximas a 0 °C y aumentan su abertura cuando la temperatura se acerca o pasa de los 30 °C (Devlin, 1982). Por esta razón la mayoría de las plantas vasculares, en latitudes medias, presentan daños al calor, a temperaturas tisulares de entre 50 °C y 55 °C. La muerte de una planta por calentamiento ocurre cuando hay una perturbación en los ácidos nucleicos y en el metabolismo de las proteínas, así como una disfunción de la membrana celular (Kimmins, 1987).

2.3. Humedad

Cuando se analiza la relación entre la vegetación y el clima se hace énfasis en el balance del agua y de la energía, que es definido como la cantidad de precipitación y la disponibilidad de energía solar para evaporar agua. Estos elementos del ambiente físico determinan la cantidad de agua que pueden obtener las plantas. El cociente entre la precipitación (centímetros de lluvia por año) y la evaporación potencial (centímetros de evaporación por año desde una superficie de agua), se correlacionan con la distribución de los principales tipos de vegetación en el mundo (Kimmins, 1987).

2.3.1. Lluvia. El ciclo del agua en la Tierra es muy complejo y sus procesos más importantes son la infiltración, la percolación, la evaporación, la intercepción de la lluvia por la vegetación, la transpiración y los cauces de agua que corren generalmente hacia una zona de desembocadura (Black, 1991). Este ciclo comienza con la evaporación del agua de la superficie terrestre que al llegar a la atmósfera se condensa para formar gotas de agua (si la temperatura está por arriba de los 0°C) o cristales de hielo (si está por debajo de los 0°C). Las partículas de hielo o las gotas de agua cuando han logrado el tamaño suficiente, se precipitan a la superficie. El tipo de precipitación, esto es, su intensidad, cantidad y frecuencia, varía de acuerdo a factores como la época del año y la geografía. La estacionalidad de la precipitación es un factor ecológico determinante ya que los patrones temporales de actividad biológica de las plantas, como el crecimiento o la reproducción, generalmente están sincronizados con la disponibilidad del agua. Así mismo, la distribución geográfica de plantas o animales está influenciada por limitaciones en la disponibilidad del agua durante ciertos periodos del año (Murphy y Lugo, 1986).

2.3.2. Humedad relativa. La evaporación del agua ocurre cuando sus moléculas entran en un estado de energía desigual y escapan hacia una superficie libre para formar vapor en el espacio por encima del líquido. Conforme el agua se evapora algunas moléculas se integran nuevamente en el agua líquida, pero la concentración de moléculas de agua en la fase gaseosa tiende a aumentar hasta que se establece un estado de equilibrio. En un sistema cerrado este estado de equilibrio, que se da cuando el número de moléculas que escapan del agua líquida es el mismo número de moléculas que son nuevamente capturadas, es conocido como *densidad de vapor a saturación* para la temperatura particular del sistema

(Campbell, 1977). El contenido de vapor de agua en el aire puede ser expresado también en términos de la presión parcial que ejerce el vapor de agua o la *presión de vapor*. Para cada temperatura hay una presión de vapor a saturación específica y ésta se incrementa exponencialmente con el incremento de la temperatura (Rosenberg, 1983). El aire saturado es aire húmedo cuya presión de vapor es igual a la presión de vapor a saturación; cuando la presión de vapor es menor que la presión de vapor a saturación el aire no está saturado. El concepto de saturación permite caracterizar las relaciones del vapor de agua a partir del concepto de humedad relativa (Rosenberg, 1983):

La *humedad relativa* (HR) es la presión de vapor de agua expresada con relación a la capacidad máxima de vapor de agua que puede contener el aire a una temperatura dada. Esta relación suele ser expresada como un porcentaje: $HR=(e_a/e_s)100$, donde e_a es la presión de vapor actual y e_s la presión de vapor a saturación. La HR es una variable frecuentemente usada para la descripción de las condiciones de humedad.

2.3.3. Dinámica de la humedad relativa en el ecosistema. El vapor de agua es suministrado al aire por la evaporación de los cuerpos de agua de la superficie terrestre. Este vapor es transportado desde la capa de aire adyacente al suelo de manera análoga al transporte de calor, y en ambos casos son transferidos a la masa de aire primeramente por convección.

El flujo de calor usualmente ocurre hacia arriba durante el día y hacia abajo durante la noche. El transporte de vapor sigue este mismo patrón con la evaporación durante el día y la deposición por rocío durante la noche, aunque existen también situaciones climáticas en las que la evaporación continúa durante la noche. De esta manera, frecuentemente durante la noche y algunas veces durante el día, se observan inversiones de la temperatura en conjunción con el decaimiento de los perfiles de la presión de vapor.

Generalmente las tasas de evaporación y transpiración son mayores durante el día; así también, la temperatura del aire y la presión de vapor alcanzan su pico máximo alrededor del medio día. Por el contrario, la HR es más alta durante la noche y presenta sus valores mínimos en la tarde (Campbell, 1977; Rosenberg, 1983). En la figura 4 se muestra un patrón diurno típico para la temperatura del aire, la presión de vapor y la HR. Es evidente cómo hay una oscilación marcada entre la noche y el día. Dado que la temperatura del aire y la presión de vapor aumentan, la sequedad en el ambiente se incrementa y la HR

disminuye, por lo que están negativamente correlacionadas (Campbell, 1977; Rosenberg, 1983; Lowry, 1991).

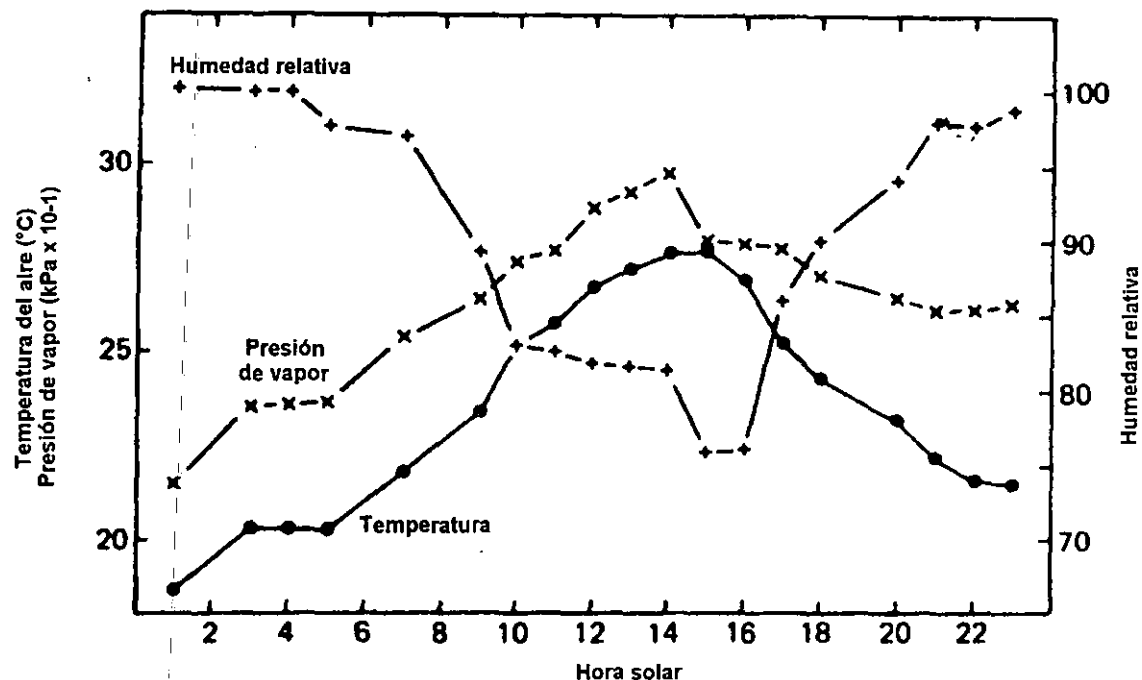


Figura 4. Patrón típico de la temperatura del aire, presión de vapor y humedad relativa en una plantación de soja. Datos de mediados de Julio, Nebraska, E.U. (Adaptado de Rosenberg, 1983).

2.3.4. Las plantas y la humedad. Los tejidos de las plantas están constituidos en su mayor parte por agua; el protoplasma contiene entre un 85 y un 90% de agua; los organelos celulares como los cloroplastos y las mitocondrias contienen un 50%; el contenido de agua de los frutos carnosos es particularmente alto, entre 85 y 90% del peso fresco; las hojas tiernas tienen entre un 80 y un 90% y las raíces entre 70 y 95% (Larcher, 1995). El agua es también el principal reactivo en la fotosíntesis y otros procesos químicos involucrados en el metabolismo de las plantas, acarrea nutrientes del suelo a la planta a través de las raíces y es esencial en el mantenimiento de la turgencia (Akin, 1991).

Por otro lado, la humedad en el aire es uno de los factores que determinan la tasa a la que las plantas transpiran agua hacia la atmósfera (Hoffman, 1973). Esta pérdida de agua en forma de vapor se desarrolla de acuerdo a las leyes que gobiernan la evaporación del agua de las superficies, por lo que el agua se evapora de toda la parte exterior de la planta,

de todas las partes internas que entran en contacto con el aire y de la superficie de las células que bordean los espacios intercelulares. En estos espacios, el agua es transformada de la fase líquida a la fase gaseosa, después de lo cual, el vapor de agua sale a través de los estomas. La transpiración juega un papel importante en la regulación de la temperatura, ya que el agua en movimiento que es transpirada por las hojas disminuye la temperatura de la planta, previendo así un posible calentamiento al estar en contacto directo con los rayos solares (Akin, 1991). Una fuerte disminución en la cantidad de agua disponible para las plantas genera un fuerte estrés en la transpiración (como suele ocurrir en las regiones áridas y semiáridas), estimulando a que las plantas cierren sus estomas, y con ello, la tasa de transpiración decrece. Por otro lado, la intensidad de la transpiración puede aumentar con el incremento de la sequedad del aire que acompaña al aumento de la temperatura (Larcher, 1995). Esta condición se da cuando existe suficiente humedad en el suelo, y las plantas pueden responder a un aumento del gradiente de presión de vapor entre la superficie de la planta y el aire circundante.

2.4. Viento

La temperatura influye indirectamente en el movimiento del aire. Cuando el suelo se calienta, también el aire superficial se calienta, disminuye su densidad y se eleva. El espacio que ocupaba esta masa de aire se llena nuevamente con aire circundante más frío y esto produce el movimiento del aire que generalmente se conoce como viento. Gracias a este fenómeno y en combinación con los diferentes grados de calentamiento que ocurre en distintos lugares de la Tierra y a las diferentes escalas espaciales y temporales en que esto sucede, resultan los patrones de circulación del viento. Se dan flujos de circulación de viento entre la ladera soleada de un cañón y la parte sombreada, entre el continente caliente y el océano frío y aún entre las regiones tropicales y las zonas polares. A esto se agregan los efectos de la rotación de la Tierra con el efecto *Coriolis*, generando así los grandes patrones de circulación general (Garduño, 1994). A una escala microclimática importa también la capa del viento que está sobre la superficie de los objetos, que interactúa directamente con el suelo y/o la vegetación. Todos los objetos tienen una capa delgada de aire que se mantiene en calma, y que está adherida a su superficie, "la capa límite". Un

objeto que sólo tiene una superficie expuesta, tendrá esta capa en un solo lado, en tanto que un objeto que se encuentre dentro de una corriente de aire tendrá la capa en todas las superficies que lo conforman (Rosenberg, 1983).

El viento, como cualquier otro objeto en movimiento, tiene dirección y magnitud, por lo que se puede definir como una cantidad vectorial (Tippens, 1988). Partiendo de esto, se hace referencia a la velocidad del viento cuando se consideran las fluctuaciones en su dirección y magnitud (rapidez o intensidad) (Campbell, 1977).

El flujo del aire, al entrar en contacto con una superficie, presenta un cambio en su rapidez debido a la fricción que se genera con la superficie (Lowry, 1991). Se puede observar este efecto en el perfil de la rapidez del viento –variación de la rapidez del viento con relación a la altura– (figura 5). Al nivel de la superficie, el viento se mantiene en relativa calma y conforme aumenta la altura también aumenta su rapidez, pues hay una disminución de la fricción. Es importante conocer este perfil de la rapidez del viento a ciertas alturas, porque permite estimar la magnitud que éste tendrá a otras alturas, ya que a veces presenta un comportamiento logarítmico (Etherington, 1982).

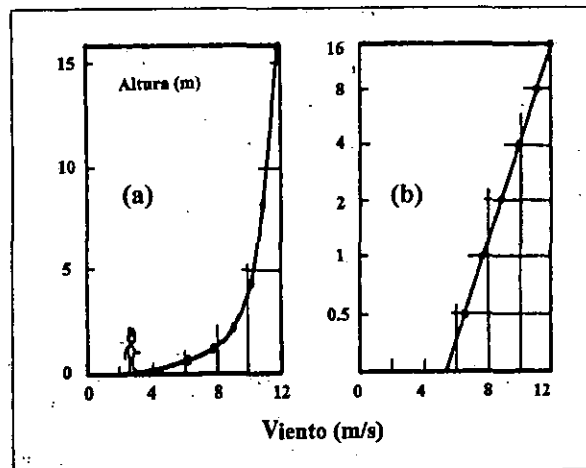


Figura 5. Perfil de la rapidez del viento, (a) escala lineal, (b) escala logarítmica (adaptado de Lowry, 1991).

La fricción no sólo retarda la rapidez sino que además genera un movimiento turbulento característico del viento (turbulencia mecánica). Esta turbulencia también puede ser generada cuando el aire se calienta al contacto con una superficie y se eleva; ésta es conocida como turbulencia térmica o convectiva (Campbell, 1977). Este movimiento

turbulento del viento genera que la materia y energía (calor, vapor de agua, dióxido de carbono) sean transferidas hacia la superficie o desde la superficie, en un movimiento a manera de remolinos del viento (Etherington, 1982).

Como se ha visto, la superficie afecta el comportamiento del flujo del viento básicamente de dos formas: disminuyendo su rapidez y generando un movimiento turbulento en donde se genera un flujo, en remolinos, de materia y energía. La figura 6 conecta la idea de turbulencia y de perfil de rapidez del viento. En la figura 6a se muestran trayectorias de bolsas de aire conforme se mueven a través de una corriente turbulenta. Todas las bolsas salieron del mismo lugar a diferentes alturas y al mismo tiempo, así que todas viajaron por el mismo intervalo de tiempo. Aquellas bolsas que están más alejadas del suelo viajaron una mayor distancia que las que están cerca del suelo, porque su rapidez promedio es mayor. En la figura 6b se muestra otra vista del movimiento turbulento: aquí observamos líneas aerodinámicas de las parcelas de viento en movimiento, en un instante determinado. Los elementos casi circulares del flujo son llamados remolinos turbulentos, y sus diámetros son mayores por encima de la superficie que cerca del suelo (Lowry, 1991). Cualquier objeto que se encuentre dentro de la corriente del viento tendrá su propia capa límite turbulenta, por lo que su presencia afecta el movimiento del aire (Etherington, 1982).

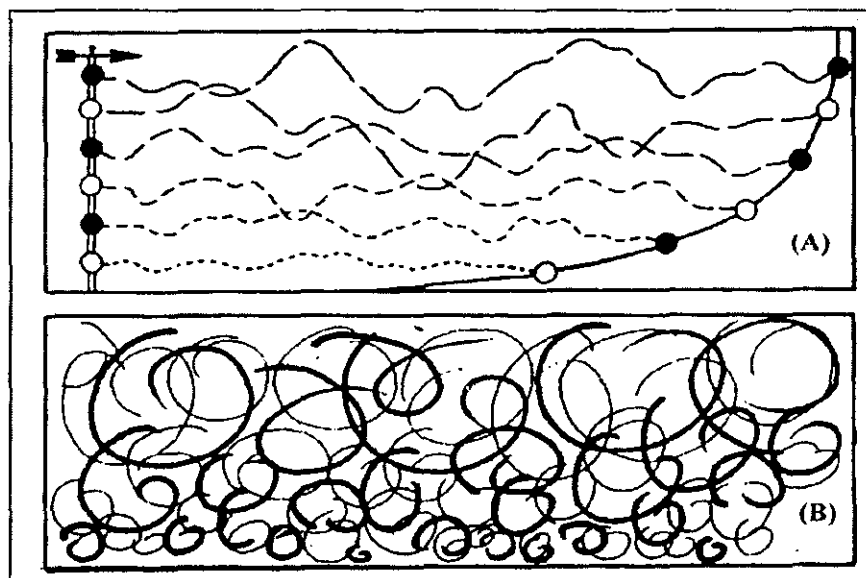


Figura 6. (A) rapidez del viento y (B) movimiento turbulento (adaptado de Lowry, 1991).

Como ya se ha mencionado, la rapidez del viento se incrementa con la elevación por encima de la superficie del suelo; un patrón típico se muestra en la figura 7 dado para tres alturas distintas. En la noche la situación normalmente se muestra en calma, en tanto que los valores máximos de la velocidad ocurren usualmente cerca del medio día (Rosenberg, 1983).

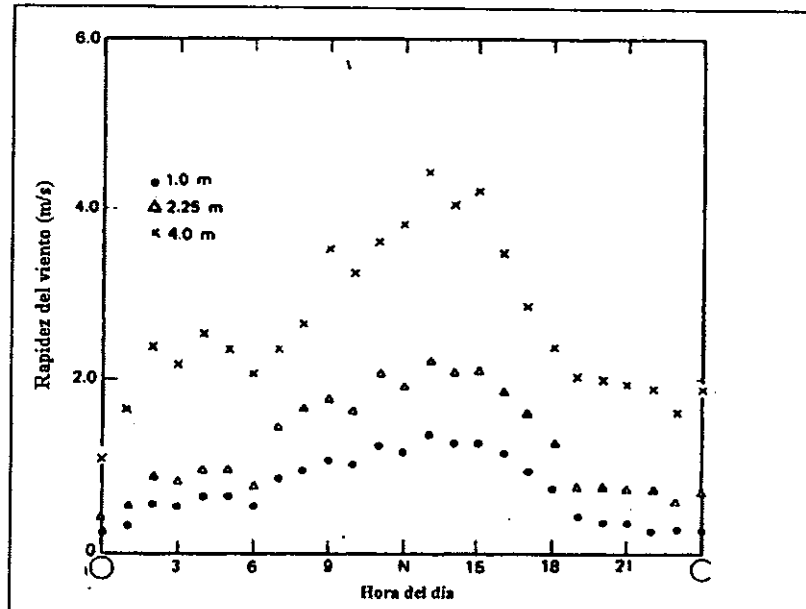


Figura 7. Curso diario de la rapidez del viento sobre un cultivo de frijol de soya, de 50 cm de alto, a principios de julio, en el estado de Nebraska, E.U. (adaptado de Rosenberg, 1983).

2.4.1. Viento y vegetación. El movimiento del aire dentro del dosel de la vegetación afecta el crecimiento y desarrollo de las plantas. En primer lugar, el flujo del aire regula el microclima de la vegetación, por ventilación, a través de la transferencia de calor en la superficie de las hojas, y a través de la difusión de calor entre los espacios de la vegetación y la atmósfera por encima de ella. Por ejemplo, el agua que se evapora del suelo y aquella que es transpirada por las hojas incrementan la humedad del dosel. El grado en el que esto sucede depende de la cantidad de ventilación, que es determinada por la fuerza del viento y de su capacidad para penetrar en las distintas capas de la vegetación (Shaw, 1982). El incremento en la rapidez del viento hace que decrezca la resistencia de la capa límite; esto generalmente causa que la tasa de evapotranspiración se incremente. Sin embargo, si la temperatura de la hoja es significativamente superior a la temperatura del aire, el

incremento en la rapidez del viento puede hacer que la evapotranspiración decrezca (Jones, 1992).

En segundo lugar, el viento afecta a la vegetación por su acción mecánica directa sobre las plantas y sobre el suelo (Shaw, 1982). Las plantas que se desarrollan en un ambiente con fuertes vientos muestran un ámbito de características de crecimientos deformes, es decir, en sitios con vientos fuertes predominantes, las plantas muestran una asimetría marcada (Jones, 1992).

Por último, el viento actúa como dispersor; esto es, actúa como vector en la dispersión de microorganismos patógenos de las plantas porque la tasa de dispersión de enfermedades bacteriológicas o fúngicas dependen del viento (Shaw, 1982). También muchas especies han evolucionado tomando ventaja del viento, a través de la fertilización cruzada y la dispersión (Daubenmire, 1974). Las semillas que utilizan el viento para dispersarse se les conoce como anemócoras. Estas desarrollan distintos tipos de estructuras que les permite ser transportadas por el viento. Estas estructuras van desde diseminadores minúsculos que pueden hacer que una semilla sea trasladada grandes distancias, hasta estructuras con aspecto de paracaídas y alas que presentan algunas semillas de mayor tamaño (Jones, 1992).

2.5. El clima y los procesos del ecosistema

Como se ha visto, cada una de las variables meteorológicas mencionadas tiene un efecto particular sobre la vegetación, sin embargo, éstas juegan también un papel importante en la conducción de algunos procesos ecosistémicos. Gates (1993) establece que un ecosistema está conformado de tres componentes fundamentales: organismos (poblaciones de especies de plantas y animales ensambladas en comunidades), factores ambientales (temperatura, humedad, viento, radiación, química atmosférica, etc.) y procesos ecológicos, donde, especial importancia tienen el flujo de energía (Lindeman, 1942), el ciclo de nutrientes y el ciclo hidrológico (Ovington, 1962). En este sentido, el clima y los cambios atmosféricos tienen un efecto directo sobre los ecosistemas en su productividad primaria. Gates (1993) plantea que las altas temperaturas, en condiciones de poca humedad y bajo ciertas circunstancias, pueden disminuir la productividad primaria,

reduciendo así la cubierta vegetal, incrementando la erosión del suelo, la pérdida de nutrientes y posteriormente el crecimiento de las plantas. Así mismo, Jordan (1985) apunta la importancia de la temperatura y la humedad en la regulación del ciclo de nutrientes. Por otro lado, con relación al balance hídrico, Stephenson (1990) establece que a una escala continental, el efecto del clima sobre la vegetación está determinado por la interacción de la energía (radiación neta) y la humedad.

El medio ambiente está cambiando constantemente, algunas veces de manera abrupta y otras veces de manera paulatina. Las consecuencias de estos cambios ambientales en los ecosistemas dependen tanto de la magnitud del cambio como de su duración. Las especies responden individualmente a la variabilidad climática y esta respuesta puede ser de días, semanas, meses o años. La respuesta individual de los organismos a la variabilidad climática modifica la composición de las comunidades vegetales y animales a través del tiempo, lo cual afecta a la atmósfera, al suelo y a los procesos que en ellos se desarrollan. Por otro lado, el cambio de los ecosistemas es más lento; éste puede tomar décadas o siglos (Gates, 1993). De acuerdo con Walker (1991), en general, los cambios en los ecosistemas son más marcados en aquéllos donde su estructura y composición están fuertemente influenciados por condiciones limitantes de temperatura y humedad. Establece también que la vegetación cambia más como resultado de eventos raros o extremos que como respuesta a condiciones promedio.

A partir de lo anterior se puede apreciar la importancia de las variables meteorológicas y de los fenómenos climáticos en su conjunto, en la dinámica de los procesos ecosistémicos. La presente tesis, de carácter descriptivo, parte de la observación de las condiciones microclimáticas que se dan a lo largo del tiempo, en la Estación de Biología de Chamela, Jalisco, México, a fin de generar una metodología que permita analizar los datos monitoreados y poder conocer las variaciones temporales de las variables microclimáticas analizadas. De esto se derivan dos aspectos importantes de esta tesis: 1) conocer la dinámica microclimática de la zona de estudio, a partir de los patrones de variación y los intervalos de fluctuación de las variables a lo largo del tiempo, y 2) generar líneas de investigación que permitan entender los procesos ecosistémicos de la SBC integrando variables meteorológicas y aspectos biológicos.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo general

El objetivo general de esta tesis es describir los patrones temporales, a diferentes escalas, de variables microclimáticas importantes en la dinámica estructural y funcional de la Selva Baja Caducifolia, en la estación de Biología Chamela, Jalisco, México.

3.2. Objetivos particulares

Por otro lado, los objetivos particulares son los siguientes:

1. Monitorear la radiación solar incidente (directa y difusa), la radiación reflejada, la radiación neta, la temperatura y humedad relativa del aire, la temperatura del suelo, la rapidez del viento y la precipitación pluvial durante dos años (1995 – 1996).
2. Detectar y describir patrones horarios, diarios y mensuales de estas variables.
3. Caracterizar las condiciones microclimáticas para algunos meses representativos de la Selva Baja Caducifolia en la estación de Biología Chamela.

4. MÉTODOS

4.1. Descripción de la zona de estudio

La Estación de Biología Chamela se encuentra localizada a $19^{\circ} 30'$ norte y $105^{\circ} 03'$ oeste, en la región de Chamela, municipio de la Huerta (km 59 de la carretera federal núm. 200) sobre las costas centrales del estado de Jalisco (Cervantes et al., 1988). Esta zona se encuentra delimitada al norte por el río San Nicolás y al sur por el río Cuitzmala (figura 8), y se caracteriza por una topografía irregular conformada por numerosos sistemas de cuencas pequeñas. La geología está representada por rocas ígneas terciarias y cuaternarias (Quiroz, 1988 en Cervantes et al.). El área de la Estación de Biología es de 3,300 ha, la topografía es de lomeríos con algunos pequeños valles y las altitudes van desde 70 a 580 m.s.n.m. Los suelos dominantes en la mayor parte de la estación son someros y de textura gruesa, de bajo contenido en nutrientes excepto en nitrógeno, calcio y manganeso; hay también suelos de textura arenosa y de pH cercano a 7 con poca materia orgánica en los lomeríos, que se clasifican como entisoles. En los pequeños valles hay suelos más profundos y de textura franca (Solís, 1993).

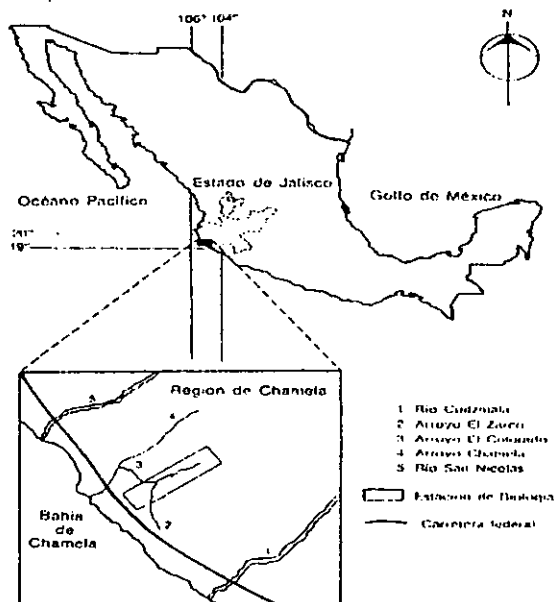


Figura 8. Región de Chamela y Estación de Biología de la UNAM (Cervantes, Maass y Domínguez, 1988).

El clima de Chamela es tropical seco del tipo BShw en el sistema de Köppen (García, 1981), caracterizado por una marcada estacionalidad e impredecibilidad de los periodos de lluvia (De Ita-Martínez y Barradas, 1986). El promedio anual total de lluvia, entre 1983 y 1994, fue de 711.4 mm (García-Oliva, com. pers.). El valor promedio del agua de lluvia interceptada por el dosel en Chamela es alto para los bosques tropicales, pues el promedio porcentual mensual de intercepción de lluvia entre 1984 y 1986 fue de 30.19 % (Cervantes et al., 1988). Así mismo, el escurrimiento, la infiltración y el almacenamiento del agua son procesos importantes que han sido estudiados en esta reserva (Cervantes et al., 1988; López, 1992). Por otro lado, estudios sobre la evapotranspiración (Barradas y Fanjul, 1985; Burgos, 1999) han permitido caracterizar mejor los aspectos de la dinámica hidrológica de este ecosistema.

La temperatura promedio anual entre 1977-1984 fue de 24.9°C, el intervalo de temperatura mínimo por mes fue de 14.8°C a 22.9°C, y la temperatura más baja fue de 12°C. El intervalo de temperatura máximo por mes fue considerablemente menor, de 29.1°C a 32.0°C, y el día más caluroso registró 35.0°C (Bullock, 1986).

El tipo de vegetación característico de la estación es selva baja caducifolia (Miranda y Hernández, 1963), encontrándose principalmente en las laderas y en las cimas de los lomeríos. La selva baja caducifolia está compuesta de árboles que tienen una altura que varía entre los 5 y los 12 m, y especies que en la época seca dejan caer sus hojas. También hay selva mediana subperenifolia (Miranda y Hernández, 1963), ubicada en los valles o en las cañadas y en las laderas de los arroyos, la cual presenta árboles de 10 a 25 metros que en el periodo seco pierden sus hojas en porcentajes que varían del 75 % al 90 %.

En la selva baja caducifolia y en especial en la estación (Lott, 1985; 1993), las familias dominantes son Leguminosae y Euphorbiaceae; algunas de las especies más comunes son: *Caesalpinia eriostachys* Benth; *Jatropha chamelensis* Pérez-Jiménez; *Tabebuia impetiginosa* (Mart.) Standl; *Caesalpinia sclerocarpa* Standl; *Bursera instabilis* McVaugh & Rzed; *Celaenodendron mexicanum* Standl; *Amphipterygium adstringens* (Schlecht.) Schiede. En los valles se encuentran especies como: *Brosimum alicastrum* Sw; *Astronium graveolens* Jacq; *Tabebuia rosea* (Bertol.) DC; *Thouinidium decandrum* (Humb. & Bonpl.) Radlk.

En la literatura existen otras denominaciones para este tipo de vegetación. De acuerdo al sistema de clasificación bioclimática de Holdridge (1967), las características de la selva baja caducifolia corresponden a la del bosque tropical seco (tropical dry forest); por otro lado, Rzedowski (1978) denomina este tipo de vegetación como bosque tropical deciduo. En esta tesis se hará referencia al término de selva baja caducifolia (SBC), empleado por Miranda y Hernández (1963).

A grandes rasgos, las características más sobresalientes de la SBC tienen que ver con la estacionalidad de la precipitación pluvial, presentando una época seca (de 3 a 8 meses) y una época húmeda (de 4 a 9 meses). La SBC está ampliamente determinada por el monto total de lluvia anual (de 600 a 1800 mm), por la estacionalidad y la distribución de los periodos de lluvia, así como por la variabilidad que año con año se da en la cantidad de lluvia que reciben estas regiones biológicas (Murphy y Lugo, 1986). En la selva baja caducifolia el principal factor que limita el crecimiento y la distribución de las plantas es la disponibilidad de agua.

En México, la SBC es particularmente característica de las costas del Pacífico, donde cubre grandes extensiones prácticamente ininterrumpidas desde el sur de Sonora y el sudoeste de Chihuahua, pasando por Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca, hasta Chiapas, donde se continúa a Centroamérica. Se localiza también en el estado de Tamaulipas, en San Luis Potosí, en el extremo noreste de Querétaro, al norte de Veracruz y en la península de Yucatán (Rzedowski, 1978). La proporción más grande de este tipo de vegetación sobre la Tierra se encuentra en África y en las islas tropicales del mundo, donde suman alrededor de 70 y 80% del área boscosa. En Sudamérica representa tan sólo el 22 %, mientras que en Centroamérica representa un 50% (Murphy y Lugo, 1986).

En el contexto económico de la región de Chamela, se observa una intensa actividad agrícola, que se ve limitada por la disponibilidad de agua y por la topografía de pendientes pronunciadas mayores de 10° (De Ita et al., 1991; De Ita y Barradas, 1986). De esta manera, la actividad agrícola puede dividirse en (1) agricultura de temporal y praderas en las laderas, y (2) agricultura de irrigación en las partes planas. La transformación de las formas tradicionales de cultivo hacia la ganaderización y procesos más tecnologizados han fomentado el desmonte indiscriminado, ignorando por completo la riqueza forestal de la

zona (De Ita y Barradas, 1986), provocando una alteración de la estructura y composición de la SBC, así como una perturbación en el funcionamiento del ecosistema (Maass, 1995).

4.2. Descripción de los sitios de monitoreo

El monitoreo microclimático fue realizado en dos cuadros localizados en la parte media de las Cuencas I y II, que pertenecen a un sistema de cinco cuencas experimentales que cubren un área de 100 ha, localizadas en la cara occidental de una misma formación orográfica llamada Cerro del Colorado (figura 9), a una altitud de 180 m. Las cuencas desembocan en el arroyo El Zarco, que se une al arroyo el Colorado, el cual, a su vez, desemboca en el río Chamela, que descarga en el Océano Pacífico. El patrón de drenaje de las cuencas es rectangular, conformado por corrientes de segundo orden. El tipo de cuencas corresponde a las efímeras, que llevan la mayor cantidad de agua durante septiembre. El suelo es básicamente de textura migajón –arenosa, con profundidades de entre 20 y 50 cm (Solís, 1993). Sobre el cauce principal de cada cuenca predomina un sustrato pedregoso, y hay pendientes de entre 8 y 15%. Las laderas tienen pendientes convexas con inclinaciones a veces mayores al 100%, aunque el promedio es de 30%.

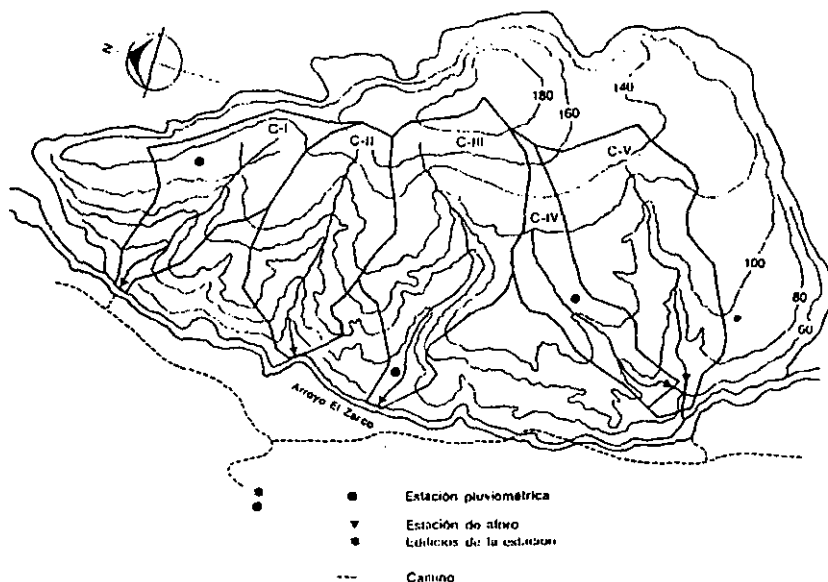


Figura 9. Cuencas experimentales ubicadas en el Cerro el Colorado Cervantes, Maass y Domínguez, 1988).

Las características biológicas y topográficas como la cubierta vegetal o índice de área foliar (IAF), mantillo, orientación de la ladera, altura de la vegetación, etcétera, como ya se ha mencionado, son factores que determinan las condiciones microclimáticas. En el cuadro 2 se resumen estas características para las Cuencas I y II en donde están ubicadas las torres de monitoreo microclimático.

Cuadro 2. Características de la biomasa para los sitios en los que se encuentran ubicadas las torres de monitoreo. Datos de Alfredo Pérez (comunicación personal).

Parámetro	Cuadro medio Cuenca I	Cuadro medio Cuenca II
Orientación de la ladera	Sur	Norte
Densidad (ind/ha)	3396	2917
Perímetro a la altura del pecho (promedio, cm)	22.8	24.7
Máximo perímetro a la altura del pecho (cm)	222.0	116.0
Altura de copa (promedio, m)	4.0	4.7
Máxima altura de copa (m)	12.0	20.0
Radio de copa (promedio, m)	0.8	1.4
Máximo radio de copa (m)	3.6	6.5
*Mantillo en pie (kg/ha)	7933	7103

* Patiño (1990).

No obstante que ambos sitios corresponden a una selva baja caducifolia, se pueden apreciar algunas diferencias entre ellos. Existe una falla que corre transversalmente a lo largo de la parte media del sistema de cuencas experimentales. El cuadro medio de la Cuenca I se localiza por encima de dicha falla, mientras que el cuadro medio de la Cuenca II se localiza por debajo de ésta. Dando como resultado que el sitio de la Cuenca I sea un poco más alto y más expuesto que el de la Cuenca II. Esto, aunado al hecho de que el sitio en donde se ubica la torre de la Cuenca I es una ladera expuesta al sur, genera condiciones más secas a las encontradas en el sitio de la Cuenca II. Estas diferencias se reflejan en la

estructura de la vegetación, que como se aprecia en el cuadro 2, es más desarrollada en el cuadro medio de la Cuenca II.

4.3. Sistema de registro y almacenamiento de datos

El registro y almacenamiento de datos fue realizado con un Sistema de Adquisición de Datos (SAD) (DeltaT-logger, Cambridge, Inglaterra). Este es un aparato programable de registro de datos capaz de tomar lecturas y almacenar los datos desde una amplia variedad de sensores. Está diseñado para trabajar en condiciones adversas como son las altas y bajas temperaturas, la humedad en condiciones de saturación y el contacto con el polvo y el sol. Tiene un consumo muy bajo de energía y puede funcionar a partir de baterías internas o con una fuente de poder externo, que lo hace ideal para trabajos de campo en localidades remotas o para trabajar en el laboratorio.

Este instrumento debe ser acompañado por un programa (software) para PC que permite configurar, controlar y manipular las funciones principales del SAD, que son: definir su configuración especificando el número de canales que son habilitados para el registro de datos y el tipo de sensores conectados al SAD; interrogar al SAD para determinar el estado de operación y los errores de funcionamiento; encender y apagar al SAD; y coleccionar los datos una vez que se han registrado.

La configuración del SAD especifica cómo y bajo qué condiciones serán coleccionados los datos provenientes de los distintos sensores conectados al SAD. El SAD opera con una configuración programada por el usuario, la cual determina cuántos canales de suministro están en uso, qué tipo de señal se espera recibir en cada canal y a qué unidades de medición son convertidas estas señales, por cuánto tiempo tiene que mantenerse activo un sensor, qué tan frecuentemente se tienen que registrar los datos de cada canal, así como las acciones a tomar en caso de que alguna señal exceda los umbrales de calibración establecidos.

Los sensores conectados al SAD permiten registrar las variables de interés: la cantidad de lluvia, la radiación neta, la humedad relativa, la temperatura del aire, la temperatura del suelo y rapidez del viento.

4.4. Instalación del equipo de monitoreo

En el cuadro medio de la Cuenca I se instaló una torre de monitoreo de variables microclimáticas con una altura de 12.20 m. La torre fue ubicada en la ladera sur de la cuenca que presenta una pendiente de 17° / 30%. De igual modo, se instaló una torre de monitoreo de variables microclimáticas en el cuadro medio de la Cuenca II, con una altura total de 15.0 m, y en la ladera norte de la cuenca, que presenta una pendiente de 12° / 22%.

A continuación se mencionan los 13 sensores que se colocaron en la torre de monitoreo de la Cuenca I:

1. Se instalaron cuatro sensores de temperatura del suelo (modelo ST1, DELTA-T DEVICES LTD) a cuatro profundidades distintas: superficialmente y con una cubierta de mantillo, que en los resultados se establece como 0, 3, 10 y 30 cm. El sensor de temperatura del suelo consiste en una resistencia térmica de 2000 Ohms a 25°C, con una precisión de $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ de 0 a 70°C. El tiempo de respuesta del sensor es de 6 segundos y tiene un intervalo de operación de -20 a 80°C.
2. Se utilizaron dos sensores de temperatura del aire (modelo AT1, DELTA-T DEVICES LTD). Se colocó un sensor a 2 m de altura sobre el suelo y otro a 4 m por arriba del dosel. Este instrumento de medición consiste en un sensor de temperatura del aire que está alojado dentro de una malla de protección solar. La temperatura del aire es medida con una resistencia térmica de 2 Kohms herméticamente sellada y tiene una precisión de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ sobre una escala de 0 a 80°C. Una radiación de 500 Wm^{-2} ocasiona un error de menos de 0.6°C y con vientos mayores a 7 m/s el error inducido es menor a 0.2°C .
3. Se instaló un solarímetro de domo (modelo GS1, DELTA-T DEVICES LTD) a 12 m de altura, para medir la radiación solar incidente (R_i), directa y difusa. El solarímetro de domo, piranómetro de segunda clase según la Organización Mundial Meteorológica (OMM), está diseñado para la medición de la radiación. El sensor es una termopila de alta calidad con un domo de cristal que la cubre y que actúa como un filtro, permitiendo pasar la radiación solar. El sensor tiene una respuesta espectral plana dentro del intervalo de 0.3 a 3.0 micrómetros, siendo éste el espectro total de la radiación solar. El 95 % de la respuesta del sensor se obtiene en 18 segundos y opera dentro de un intervalo de temperatura de -40 a 80°C.

4. Se instaló un sensor (modelo GS2, DELTA-T DEVICES LTD) a 12 m de altura, diseñado para medir la fracción de la radiación solar que es reflejada por una superficie (R_r). Para realizar esta medición, un solarímetro de domo tipo GS1 es usado como albedómetro invirtiéndolo para que reciba la radiación solar reflejada.
5. Se utilizó un radiómetro neto (modelo NR1, DELTA-T DEVICES LTD) colocado a 12 m de altura. El radiómetro neto es usado para medir la radiación neta (R_n) que experimenta una superficie, esto es, la diferencia entre la radiación ganada por absorción, y la radiación perdida por emisión y reflexión. El espectro de la energía radiante involucrada incluye radiación de onda corta de origen solar y radiación de onda larga de origen terrestre y atmosférico. El radiómetro neto NR1 es un radiómetro de primera clase según la OMM, y tiene la sensibilidad para medir todo el intervalo de ondas (0.3 – 100 μm). El tiempo de respuesta para el 63% de cambio se obtiene en 15 segundos y el sensor tiene un intervalo de operación dentro de -40 a 70°C .
6. Se instalaron dos sensores de humedad relativa (modelo RH1, DELTA -T DEVICES LTD), uno a 2m de altura del suelo y otro a 4m por arriba del dosel. Este instrumento consta de un sensor de humedad relativa (HR) hecho de óxido de cromo que altera su capacitancia en respuesta a los cambios en la humedad relativa. Este sensor es resistente a ciertas concentraciones de contaminantes y su tiempo de duración en espacios abiertos debería exceder a los 2 o 3 años. La precisión del sensor es de $\pm 2\%$ de HR en un intervalo de 0 a 95% de HR y el intervalo de operación es de 0 a 100 % de HR.
7. Se instaló un anemómetro (modelo AN1, DELTA-T DEVICES LTD) a 4m por arriba del dosel. El sensor está formado de dos piezas: el rotor y el anemómetro propiamente. El rotor, conformado de tres piezas hechas de plástico resistente, gira por efecto del viento. La precisión es de $1\% \pm 0.1$ m/s, y la rapidez del viento máxima que registra es de hasta 75 m/s. El intervalo de temperatura para el funcionamiento del sensor es de -30 a 55°C .
8. Se instaló un pluviógrafo (modelo RG1, DELTA-T DEVICES LTD) a 12.2 m de altura, por arriba de la vegetación y de los demás sensores. La sensibilidad del sensor es de 0.2 mm de lluvia.

De igual forma, en la torre de monitoreo de la Cuenca II, se instalaron 10 sensores, nueve de ellos de la misma manera que la mencionada en los puntos 1, 2, 6 y 7 de la torre de la Cuenca I. El pluviógrafo se instaló a 15 metros de altura.

4.5. Configuración del SAD y mantenimiento de los sensores.

Se configuró el SAD con la Hora Local para la región de Chamela, uso horario 90° oeste (a -6 horas del meridiano de Greenwich). Las mediciones de precipitación y de rapidez del viento se programaron cada 10 min. Las mediciones de las demás variables se realizaron cada 30 minutos, las cuales fueron promediadas cada 2 h por el mismo SAD.

Los sensores recibieron limpieza y se recalibraron aproximadamente cada seis meses, así mismo, se les dio mantenimiento a aquellos sensores que presentaron problemas de descalibración en el transcurso del monitoreo.

4.6. Colecta de datos y organización de la información

El registro de las variables microclimáticas realizado por los sensores fue colectado directamente de la memoria del SAD aproximadamente cada mes, aunque por motivos diversos como la instalación de nuevos sensores, cambio de batería del SAD, verificación del funcionamiento, calibración de los sensores, etc., se realizaron colectas extraordinarias.

Los datos colectados se agruparon en archivos correspondientes a cada mes de monitoreo (entre enero de 1995 y diciembre de 1996) a partir de los cuales se trabajó posteriormente en su análisis.

4.7. Criterios de depuración de las bases de datos.

Antes de realizar el análisis de los resultados se establecieron criterios para depurar las bases de datos. Previo a este proceso se copiaron los archivos y se almacenaron como "datos originales". La depuración permitió el análisis de los resultados a varios niveles: diario, mensual, semestral y anual. Los criterios utilizados fueron los siguientes:

1. En los casos donde se tuvieron que recalibrar algunos de los sensores, se ajustaron los factores de calibración en la configuración del SAD.
2. Se sincronizó la toma de datos en horas pares. Se puso atención en considerar que 1996 fue un año bisiesto, así mismo, en no afectar las lecturas por el cambio de horario en verano.
3. Se homogeneizó el número de decimales de acuerdo al tipo de sensor.
4. Se eliminaron las lecturas fuera del intervalo de calibración del equipo². Fue importante ubicar los valores fuera del intervalo pues actuaron como indicadores del estado de funcionamiento de los sensores.
5. En cada archivo se generó una sección de notas indicando las modificaciones que se realizaron. La información general que se incluyó en cada archivo fue: a) datos que faltan de monitoreo, b) horas en las que se realizó el monitoreo, c) configuración o configuraciones del SAD, d) sensores conectados, e) número de valores fuera del intervalo y g) notas particulares del archivo.

4.8. Análisis de resultados

Se analizaron los resultados de precipitación para poder determinar los momentos más representativos de las distintas estaciones de la SBC, en particular, se buscó definir con claridad la época de secas y la época húmeda con los distintos estados intermedios o de transición de una época a otra.

Se realizó una comparación entre los datos de precipitación obtenidos en este estudio con el registro histórico obtenido por García-Oliva (comunicación personal) en la estación meteorológica de la Estación de Biología, Chamela (1983-1994). Para esto, se promediaron los resultados de precipitación obtenidos en la Cuenca I y en la Cuenca II. Así mismo, se graficaron los resultados de precipitación en una gráfica de frecuencias con las clases utilizadas por García-Oliva (1992, 1995). También se analizó el tipo de evento de precipitación para distinguir entre las tormentas ciclónicas y las tormentas convectivas a partir de un análisis de componentes principales.

² El SAD pone una marca en aquellas lecturas que están fuera del intervalo determinado para cada sensor.

El análisis de resultados de las otras variables monitoreadas se hizo a tres escalas temporales distintas:

1. Patrón mensual. Se graficaron los promedios mensuales y el error estándar obtenidos para cada mes de monitoreo en los dos años de estudio.
2. Patrón diario. Dada la amplia posibilidad de analizar los resultados obtenidos se seleccionaron tres meses representativos de las distintas épocas del año en las Cuencas I y II bajo los siguientes criterios: 1) los meses que presentaran las series de resultados más completas; 2) el mes de transición entre la época seca y la época húmeda; 3) el mes de mayor precipitación de la época húmeda y 4) el mes de transición de la época húmeda a la época seca. A partir de lo anterior se establecieron los meses de mayo, septiembre y diciembre de 1995. Los gráficos de promedios diarios se obtuvieron al graficar el valor promedio para cada día de monitoreo de los meses seleccionados.
3. Patrón horario. Se utilizaron días representativos y contrastantes de los meses seleccionados, graficando la fluctuación a lo largo de todo el día con los datos obtenidos cada dos horas de monitoreo.

Para el análisis de los resultados de radiación se utilizó, en el patrón mensual, el valor promedio de la radiación diurna, es decir, de las 6:00 h a las 20:00 h, según Wicke y Bernhofer (1996). Del mismo modo se utilizó el promedio de la radiación diurna para el análisis del patrón diario. En el patrón horario de los datos de radiación se utilizaron tanto los valores diurnos como los nocturnos. El albedo se calculó mediante la siguiente fórmula: $\text{albedo} = R_i \uparrow / R_i \downarrow$, donde $R_i \uparrow$ es la radiación de onda corta reflejada y $R_i \downarrow$ es la radiación de onda corta que llega a la superficie (Giambelluca, et al., 1999). Para el análisis de los resultados de HR, se utilizaron únicamente los valores diurnos (6:00 h a las 20:00 h) para el patrón mensual y diario; el patrón horario se realizó tanto con los valores diurnos como con los valores nocturnos. A partir de los resultados de HR se calculó el DPV a partir de la fórmula: $\text{DPV} = [(6.11) \times 10^{(7.5 \times T) / (237.3 + T)}] \times (1 - \text{HR})$, donde DPV es el déficit de presión de vapor, T es la temperatura del aire y HR es la humedad relativa (Torres, 1995).

Por razones de orden técnico (configuración del SAD y calibración de los sensores), sólo se presentan los resultados de la rapidez del viento que se obtuvieron para la Cuenca II en el lapso de un año, de abril de 1995 a abril de 1996. Los resultados de rapidez del viento

se analizaron a partir de una gráfica de frecuencias para el patrón mensual y diario. El patrón horario de la rapidez del viento se hizo con todos los valores monitoreados cada 10 minutos para días representativos.

Se utilizaron pruebas de t pareadas para contrastar la diferencia entre años y correlaciones para definir la relación entre variables.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Precipitación pluvial

En el cuadro 3 se presenta la precipitación total para cada mes de monitoreo registrada en los dos sitios de estudio (Cuenca I y Cuenca II). Se observaron dos periodos bien marcados durante 1995 y 1996, uno de secas que va de enero a mayo y otro de lluvias, que va de junio a diciembre. Así mismo, se observaron dos meses dentro de la época de lluvias que no presentaron eventos de precipitación o de un mínimo aporte de lluvia, que en 1995 fueron octubre y noviembre, y en 1996 septiembre y diciembre. Después de estos periodos secos se presentó el último mes de lluvias: en 1995 diciembre y en 1996 noviembre.

En 1995, el mes en el que se registró la mayor cantidad de precipitación fue septiembre, con un valor de 338.2 mm en promedio. Durante 1996, el mes con mayor precipitación fue agosto, con 237.8 mm en promedio. Los dos sitios de muestreo presentaron un patrón de precipitación muy similar.

En ambos años la época de lluvias comenzó en junio, pero en 1996 inicia con una mayor cantidad de lluvia que en 1995. Por otro lado, en este año se presentan 2 meses muy secos (octubre y noviembre) antes del último mes donde se registran los últimos eventos de precipitación, mientras que en 1996 es sólo un mes seco (septiembre), y posteriormente continúan dos meses de lluvias. Estos periodos secos en medio de la época de lluvias se conocen como canícula o sequía intraestival (De Ita-Martínez y Barradas, 1986).

El patrón de lluvias para la región Central del Pacífico se explica por dos fenómenos principalmente: la influencia de los vientos alisios (esto explica en parte las lluvias que ocurren en verano –junio y julio) y la influencia de los ciclones del Pacífico (García – Oliva et al., 1991). Jáuregui (1967) establece que los ciclones tropicales tienen una importancia crucial en la determinación de la precipitación total que ocurre anualmente. Los ciclones se presentan con mayor frecuencia en agosto, septiembre y octubre (meses en los que se registró la mayor precipitación). Es difícil predecir la variación anual de la precipitación, pues éste es un fenómeno estocástico, pero se puede decir que el elemento más importante que influencia el patrón de precipitación en el caso de las costas del Pacífico Central de México, son los ciclones repercutiendo principalmente en: 1) la distribución espacial de la

precipitación anual total, 2) la estacionalidad y 3) el patrón mensual de lluvia (García-Oliva et al., 1991).

Cuadro 3. Resumen de precipitación mensual en las Cuencas I y II, durante los años de monitoreo, 1995 y 1996.

1995	Precipitación mensual para la Cuenca I en mm.	Precipitación mensual para la Cuenca II en mm.	Precipitación promedio mensual para las Cuencas I y II
ENE	0.0	0.0	0.0
FEB	0.0	0.0	0.0
MAR	0.0	0.0	0.0
ABR	0.9	0.0	0.5
MAY	0.1	0.0	0.0
JUN	55.0	49.5	52.3
JUL	152.5	151.2	151.9
AGO	220.8	225.4	223.1
SEP	340.7	335.6	338.2
OCT	0.2	0.3	0.3
NOV	0.5	0.6	0.6
DIC	31.2	33.1	32.2
Total	801.9	795.7	799.1
1996			
ENE	0.0	0.5	0.3
FEB	0.1	0.1	0.1
MAR	0.8	0.1	0.5
ABR	0.3	0.1	0.2
MAY	0.0	0.0	0.0
JUN	190.6	203.1	196.9
JUL	74.6	97.2	85.9
AGO	225.2	250.3	237.8
SEP	3.3	5.3	4.3
OCT	185.8	179.4	182.6
NOV	64.2*	56.0	60.1
DIC	0.2	1.0	0.6
Total	745.1	793.1	769.3

*Calculado con base en datos anteriores mediante correlación lineal, dado que el registro se perdió.

Los datos de precipitación concuerdan claramente con la observación de De Ita-Martínez y Barradas (1986) y García-Oliva et al. (1991), en el sentido de que la precipitación en Chamela es un fenómeno poco predecible y errático. En el cuadro 4 se compara la precipitación "histórica" de Chamela (1983-1994) con la registrada durante los dos años de estudio (1995 y 1996). La precipitación anual obtenida durante 1995 y 1996 está dentro del intervalo de precipitación característico reportado para la SBC en Chamela,

sin embargo, se observa una gran variación interanual; se puede apreciar cómo, en 1995 se registró la precipitación más alta que se haya registrado en el mes de septiembre, y al año siguiente, se registró la más baja para el mismo mes. García-Oliva et al. (1992) determina que para la zona de Chamela se presentan en promedio cinco meses húmedos, de entre los cuales, tres son típicamente húmedos (julio, agosto y septiembre) y dos que presentan una gran variación (junio y octubre). Para los resultados obtenidos, en 1995 se puede apreciar con claridad este patrón, sin embargo, en 1996 a pesar de que son cinco meses de época húmeda, ésta se recorre un mes. A partir de esto se presentó un retraso de aproximadamente un mes de la época de lluvias en 1995 con relación a 1996.

Cuadro 4. Registro histórico de los valores de precipitación en la Estación de Biología Chamela. Los valores de precipitación de 1995 y 1996 representan el valor promedio de los datos registrados en las Cuencas I y II.

Mes	1983-1994*				1995	1996
	Promedio (mm)	V. Max (mm)	V. Min (mm)	Desv. Est. (mm)	Promedio Cuencas I y II (mm)	Promedio Cuencas I y II (mm)
ENE	62.1	644.1	0.0	183.7	0.0	0.3
FEB	3.3	14.0	0.0	5.1	0.0	0.1
MAR	0.3	3.0	0.0	0.9	0.0	0.5
ABR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2
MAY	15.2	177.0	0.0	51.0	0.0	0.0
JUN	90.7	228.0	3.0	76.8	52.3	196.9
JUL	131.6	235.8	47.7	58.3	151.9	85.9
AGO	132.1	350.2	42.5	89.7	223.1	237.8
SEP	176.4	318.9	45.0	85.5	338.2	4.3
OCT	64.1	223.0	1.0	70.6	0.3	182.6
NOV	18.5	89.0	0.0	30.9	0.6	60.1
DIC	17.1	103.0	0.0	35.2	32.2	0.6
TOTAL	711.4				799.1	769.3

*García-Oliva, comunicación personal.

La estacionalidad de la precipitación en la Selva Baja Caducifolia de Chamela fue particularmente marcada en 1995, ya que el 96% de la precipitación anual ocurrió en tan sólo 4 meses (junio a septiembre), mientras que en 1996, en los mismos meses, se presenta el 68.6% de la precipitación anual. Esta estacionalidad de la Selva Baja Caducifolia hace del agua uno de los factores que limita más el crecimiento de las plantas en estos ecosistemas. Es por ello que la estacionalidad se reconoce como el factor más importante

que influencia la estructura y la dinámica de la Selva Baja Caducifolia (Murphy y Lugo 1986). La estacionalidad representa una fuerza ecológica dominante cuando la actividad ecológica temporal, como el crecimiento y la reproducción, están sincronizadas con la disponibilidad de agua (Murphy y Lugo, 1986).

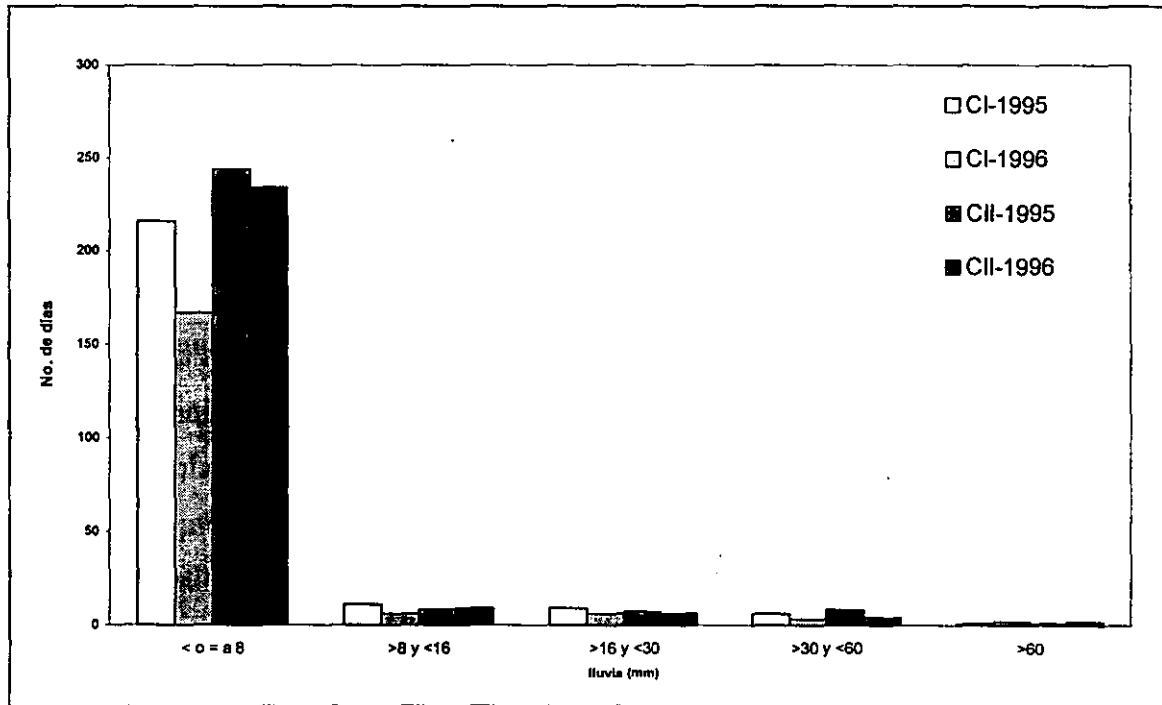


Figura 10. Frecuencias de las cantidades anuales de lluvia en las Cuencas I y II durante 1995 y 1996.

La disponibilidad es fuertemente influenciada por las características en el patrón de precipitación, principalmente la duración, la intensidad y la frecuencia (El-Swaif y Dangler, 1982). La cantidad de lluvia de las tormentas estuvo sesgada hacia los valores bajos (figura 10); más del 80% de las tormentas fueron menores a 8 mm, ajustándose este patrón a una distribución gama. Estos resultados plantean que la mayoría de las tormentas que se presentaron en Chamela durante 1995 y 1996 corresponden a eventos de muy poca cantidad de lluvia, corroborando el patrón encontrado por García-Oliva (1992, 1995). Así mismo, como lo reportado por García-Oliva (1992, 1995), el patrón de precipitación mostró durante los dos años de monitoreo dos tipos de tormenta, dependiendo de su origen: los ciclones tropicales y las tormentas convectivas. En un análisis de componentes principales, la intensidad (cantidad/duración) explica el 50% de la varianza para los datos de precipitación.

de las Cuencas I y II, mientras que la cantidad (mm de lluvia) explica tan sólo el 19.2% en la Cuenca I y el 15.8% en la Cuenca II; la duración (minutos) explica el 30.8 % en la Cuenca I y el 34.2 % en la Cuenca II. Las figuras 11a y 11b muestran el agrupamiento de los eventos de precipitación para las dos cuencas en función de la intensidad. Los eventos más distantes son los eventos de mayor intensidad; los datos más concentrados representan los eventos de menor intensidad. Estos eventos de baja intensidad son característicos de la SBC en Chamela y existen pocos trabajos acerca de la importancia de estos eventos en la dinámica de los ecosistemas (García-Oliva, 1992).

A partir de los resultados obtenidos se pueden distinguir distintos factores importantes de la época húmeda en la SBC de Chamela: 1) tres meses típicamente húmedos y que representan el mayor porcentaje de precipitación anual; 2) dos meses que presentan una gran variación entre años y que aportan un porcentaje mínimo a la precipitación anual; 3) un periodo seco dentro de la época húmeda previo al último mes de precipitación en el año, y 4) dos patrones distintos de precipitación: las tormentas ciclónicas (de alta intensidad) y las tormentas convectivas (de baja intensidad). La importancia de caracterizar la época húmeda radica en las distintas condiciones biológicas, de humedad y nubosidad, bajo las cuales se expresan las variables microclimáticas monitoreadas en esta tesis.

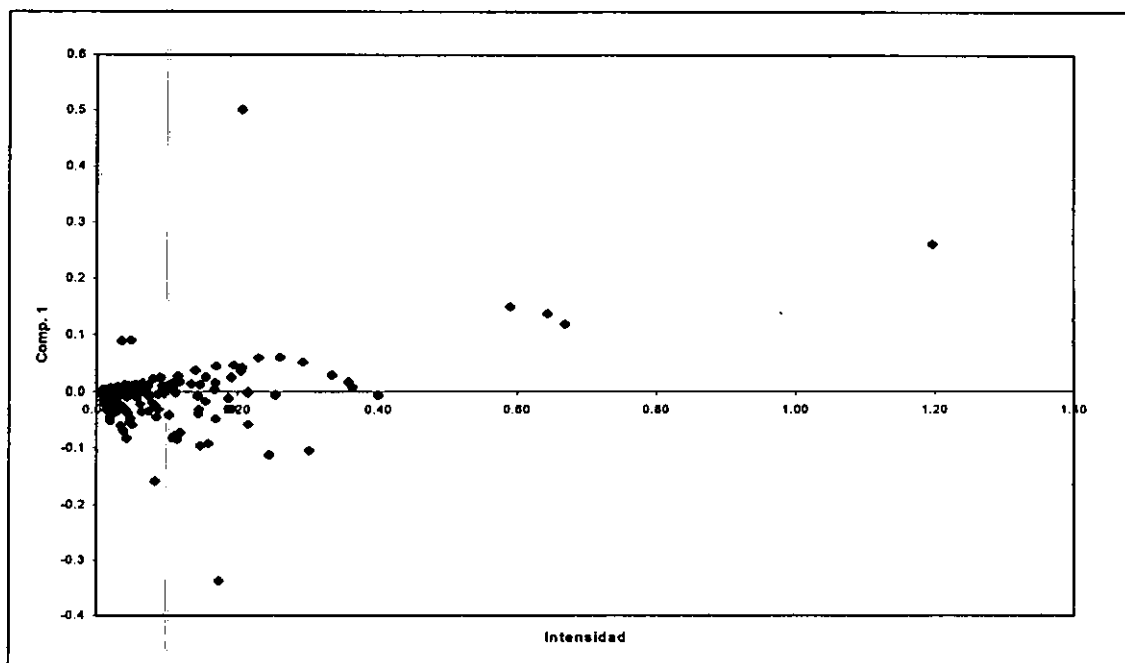


Figura 11a. Gráfica de componentes principales entre la intensidad de la precipitación y el componente 1 en la Cuenca I, durante 1995 y 1996.

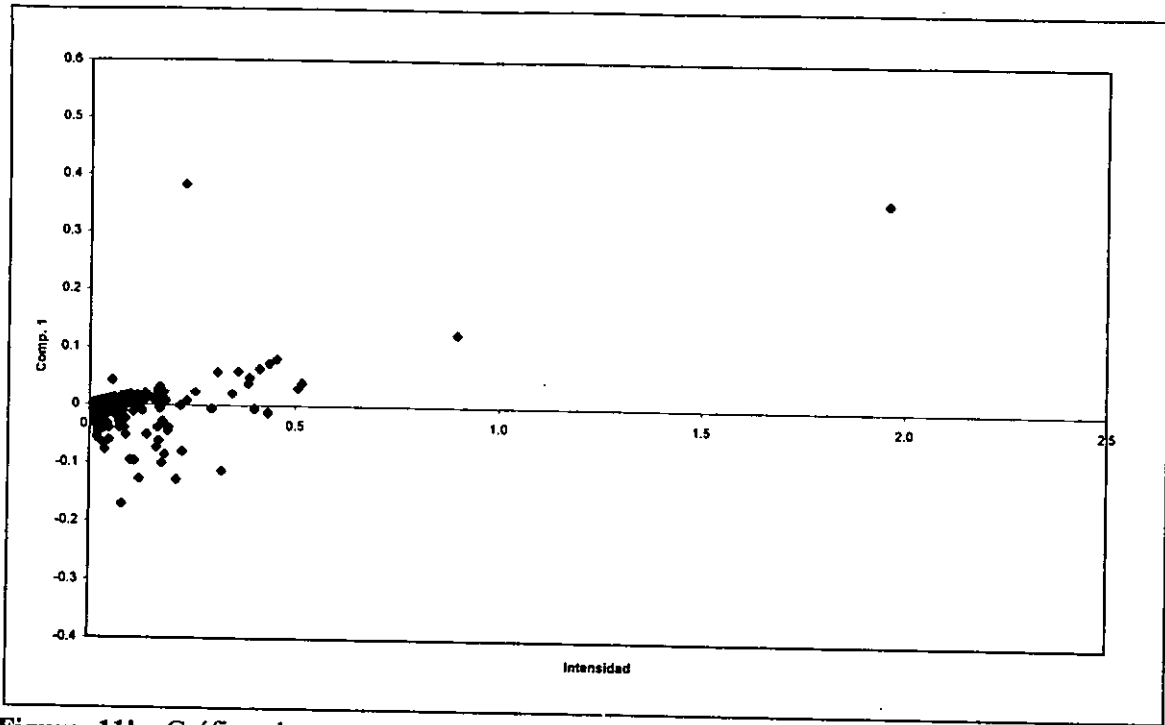


Figura 11b. Gráfica de componentes principales entre la intensidad de la precipitación y el componente 1 en la Cuenca II, durante 1995 y 1996.

5.2. Radiación incidente, radiación reflejada y radiación neta

5.2.1. Patrón mensual. La radiación sólo fue medida en el sitio de la Cuenca I; este registro se comenzó a partir del mes de abril de 1995. En la figura 12 se muestra el patrón mensual de la radiación diurna (de las 6:00 h a las 20 h). En los dos años de monitoreo se observó un patrón muy similar de variación en los promedios mensuales. En 1995, el mes donde se presenta la mayor entrada de radiación al sistema (R_i) es el mes de abril; en este mismo mes se presenta el valor más alto de radiación neta (R_n), que en 1995 alcanzó un valor promedio de 273.7 Wm^{-2} , con un error estándar de 47.1 Wm^{-2} . El mes que presentó la menor entrada de radiación al sistema fue el mes de diciembre; esto se reflejó también en una disminución de la radiación neta, que para este año y en este mismo mes, el valor promedio fue de 148.4 Wm^{-2} con un e.e. 11.4 Wm^{-2} . Así, la tendencia de aumento de la radiación que se observa a partir del mes de enero alcanza un pico en abril, disminuyendo posteriormente hasta el mes de diciembre.

En 1995 la época de lluvias comenzó a partir del mes de junio. Los primeros dos meses de la época de lluvias (junio y julio), presentaron valores promedio de radiación significativamente más altos a los dos últimos meses de esta época (agosto y septiembre). En estos resultados coincide que los dos últimos meses de la época de lluvias son también los dos meses más lluviosos de este año. En la figura 12 se observa también cómo, en el mes de octubre, se presenta un aumento en los valores de radiación contrario a la tendencia de decaimiento de la radiación que se inicia a partir de mayo. En 1995, octubre y noviembre son meses secos; esta situación pudo provocar la disminución de la nubosidad, ocasionando así, el aumento de la radiación. Esto indica que dentro de la época de lluvias, la presencia de nubes tiene un efecto importante sobre la radiación neta del sistema. En diciembre se presentaron los últimos eventos de precipitación de este año, situación que pudo incrementar la presencia de nubes, afectando así los valores de radiación para este mes.

En 1996 se observa un patrón de radiación similar al obtenido en 1995, con un valor máximo de radiación en el mes de abril; en este mes se obtuvo una R_n promedio de 276.0 Wm^{-2} con un e.e. 20.9 Wm^{-2} .

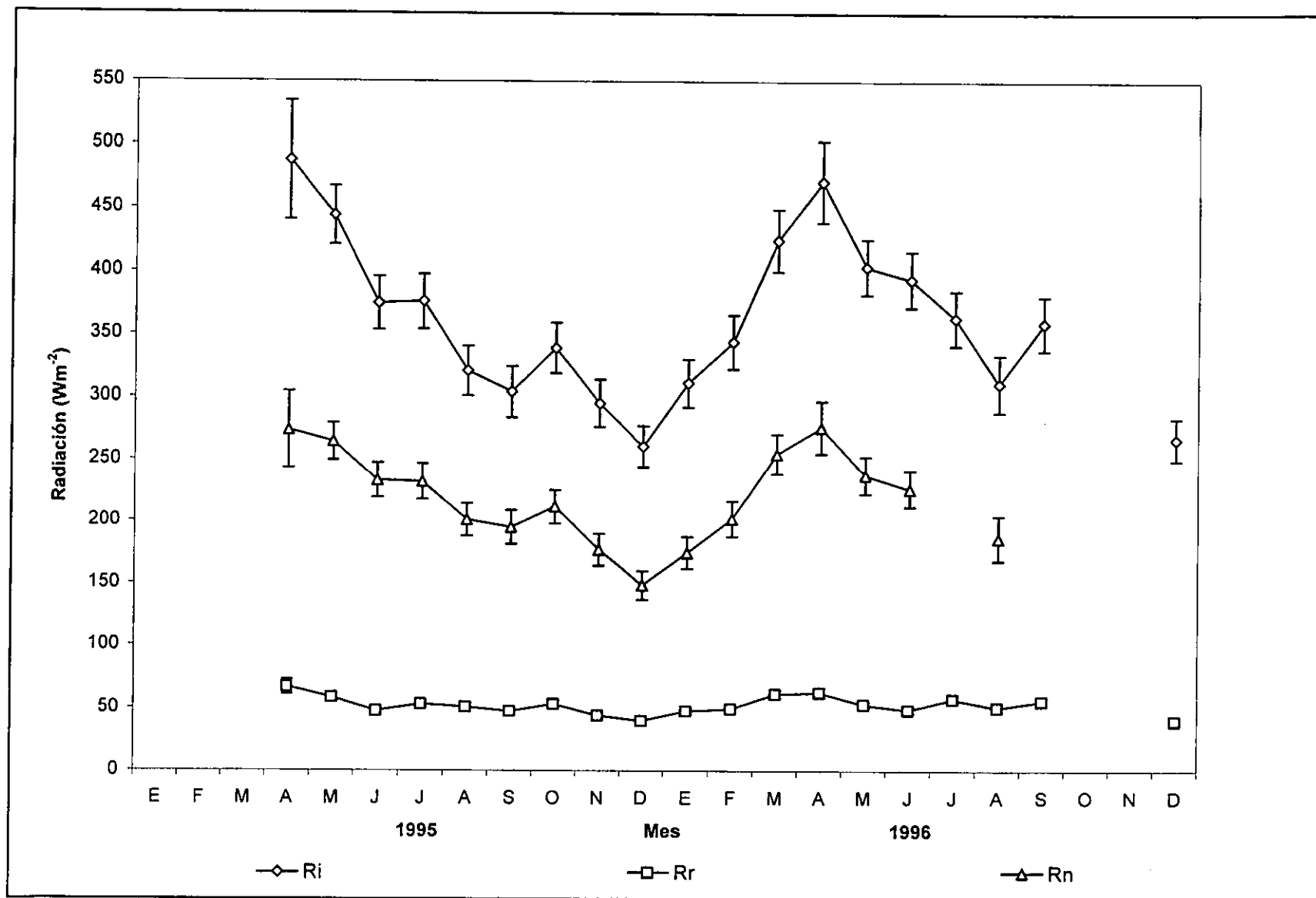


Figura 12. Promedios mensuales (valores diurnos) y errores estándar de la radiación incidente (Ri), radiación reflejada (Rr) y radiación neta (Rn), en la Cuenca I durante 1995 y 1996.

La variación inter - anual de precipitación se modificó un poco en 1996 con relación a 1995 (cuadro 3); esta situación se aprecia en el patrón de radiación durante la época de lluvias, donde se observó una disminución en los valores de radiación más gradual y menos escalonada, a diferencia de lo que ocurre en 1995. En el mes de agosto, el mes más lluvioso de 1996, se obtuvo una R_n de 186.5 Wm^{-2} con un e.e. de 18.1 Wm^{-2} . En el mes de septiembre, mes seco en este año, se observó un aumento en los valores de radiación, similar a lo que ocurre en octubre de 1995. Aunque no se cuenta con los registros de radiación para los meses de octubre y noviembre de 1996, se observa cómo a partir de septiembre continúa la tendencia de disminución de los valores de radiación hasta el mes de diciembre.

La figura 12 muestra cómo las diferencias en la R_i y la R_n fueron más significativas al nivel de la variación inter - anual, que las diferencias entre los dos años de estudio.

5.2.2. Patrón diario. Utilizando tres meses contrastantes para 1995 (mayo, mes de secas; septiembre, mes de lluvias, y diciembre, mes de transición entre la época húmeda y la época seca) se obtuvo el patrón de radiación promedio diario (marcha diurna).

El valor promedio mensual (valores diurnos) de R_n para el mes de mayo de 1995 fue de 264.3 Wm^{-2} , y para mayo de 1996 fue de 237.6 Wm^{-2} . La figura 13a muestra la variabilidad que se presentó en los valores promedio diarios de R_n y la diferencia que hubo en los patrones de variación, para este mes, entre los dos años de monitoreo. En general, hay poca variación en la R_n a lo largo del mes, sin embargo, se observan caídas drásticas los días 5, 27 y 29 de mayo de 1996, probablemente debido a la presencia de nubosidad. No obstante que en esos días no se registró ningún evento de precipitación, la nubosidad generó una caída en los valores de R_n por debajo de los 50 Wm^{-2} .

Para el mes de septiembre de 1995, el mes más lluvioso de este año, un rasgo notorio es la disminución en los valores promedios diarios de R_n (figura 13b), donde llovieron 95 mm durante 17 h el día 2, 49.6 mm durante 15.5 h el día 3, 17.2 mm durante 6.7 h el día 13, y 66.3 mm durante 8.6 h el día 14. La diferencia en el promedio diario de R_n entre un día nublado, día 2 ($R_n = 26.8 \text{ Wm}^{-2}$) y un día despejado, día 4 ($R_n = 215.6 \text{ Wm}^{-2}$), fue de 188.8 Wm^{-2} .

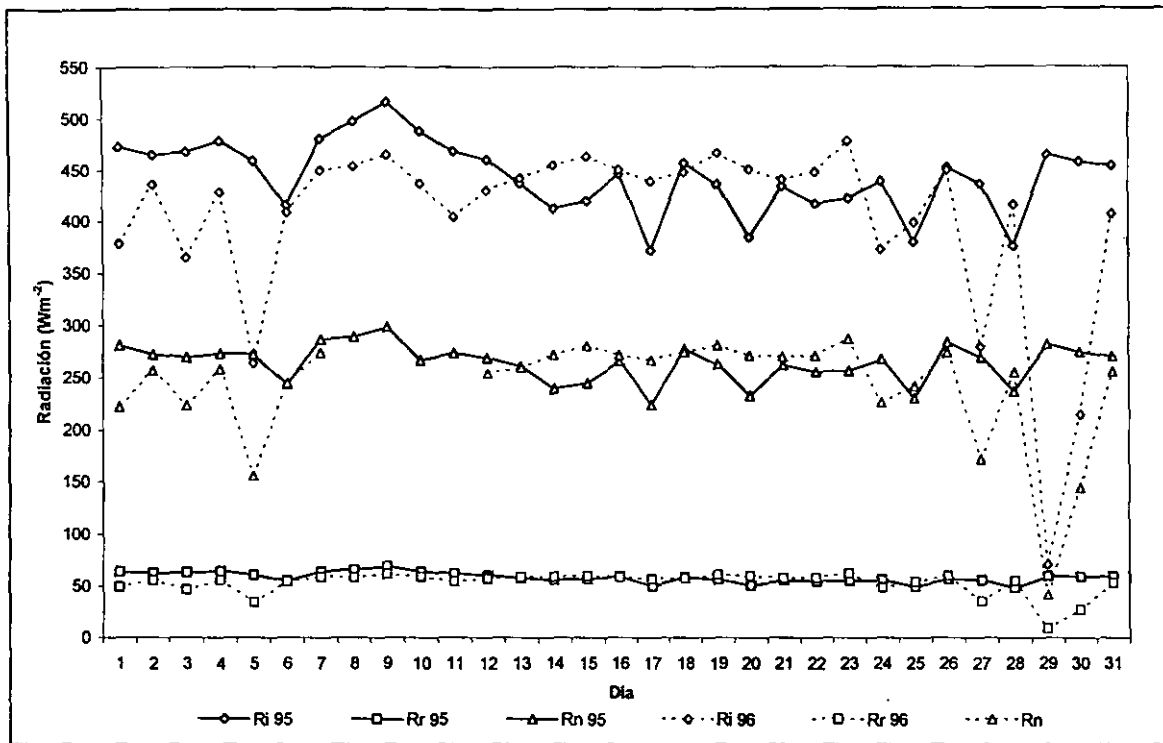


Figura 13a. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente (Ri), radiación reflejada (Rr) y radiación neta (Rn) en la Cuenca I, en mayo de 1995 y 1996.

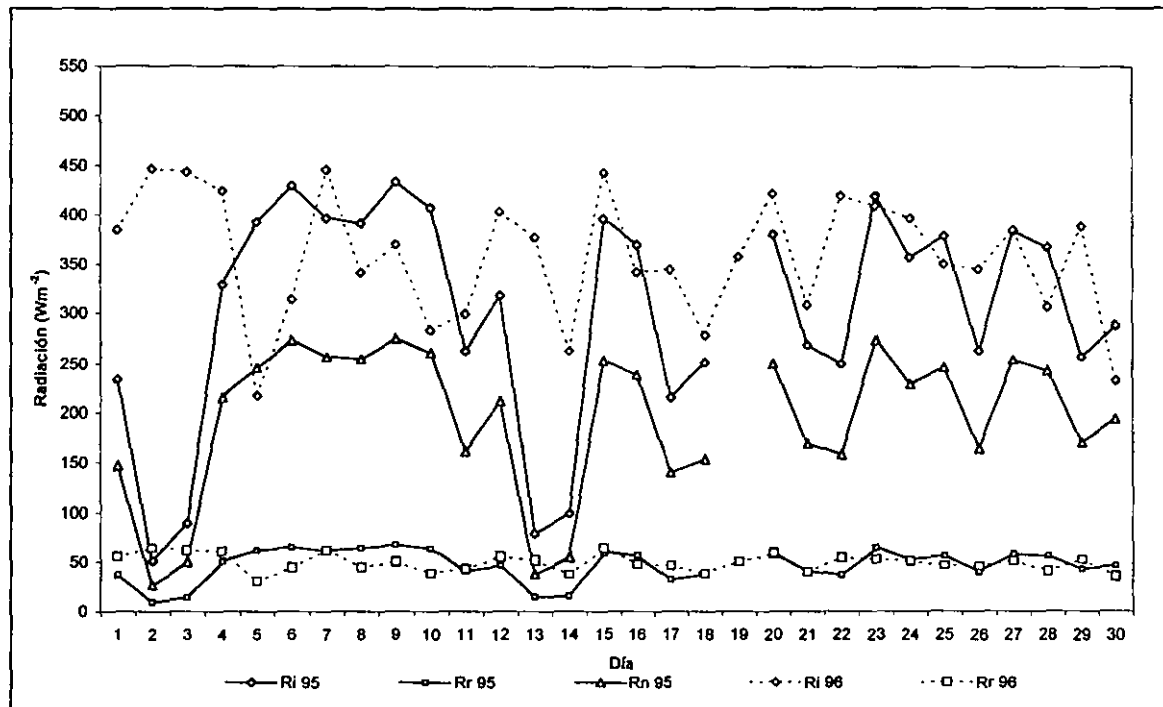


Figura 13b. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente (Ri), radiación reflejada (Rr) y radiación neta (Rn) en la Cuenca I, en septiembre de 1995 y 1996.

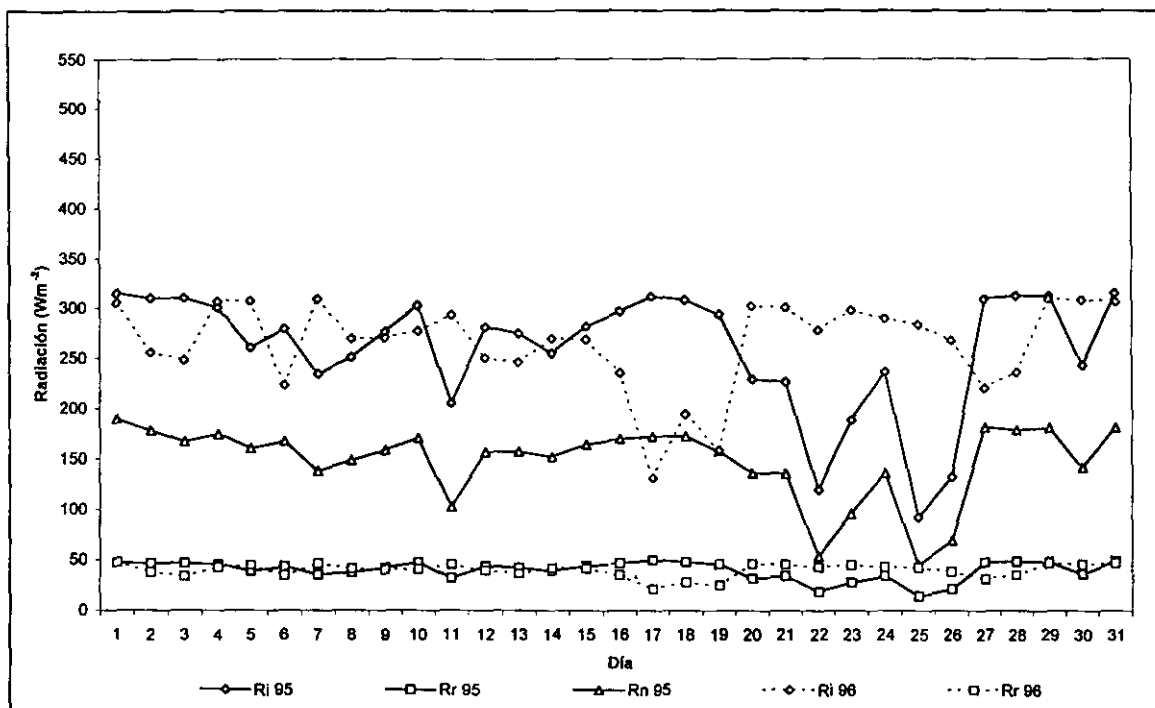
Sin embargo, también hay que considerar la intensidad de la lluvia y la hora a la que ésta ocurre. Así por ejemplo, el día 6 de septiembre de 1995 se registraron 34.2 mm de lluvia, esto es, el doble de lo que se precipitó el día 13 de septiembre. Sin embargo, mientras que en el día 6 no se aprecia una disminución en la R_n , el día 13 estuvo por debajo de los 50 Wm^{-2} . Esta diferencia se explica, en parte, por la intensidad de los eventos. Mientras que el día 6 sólo llovió durante 1.3 h, en el caso del día 13, la precipitación duró 6.7 h (una intensidad de 0.43 y 0.043 mm/min, respectivamente). También la hora de la tormenta explica la diferencia. Mientras que el día 6 la lluvia se dio entre las 0:00 h y las 2:00 h, el día 13 se dio a lo largo de todo el día. Otro aspecto del patrón para el mes de septiembre es la gran variabilidad diaria, así como la variación en el patrón con relación a un año y otro (figura 13b).

Para septiembre de 1996 no se obtuvieron registros de R_n , sin embargo, a partir de los valores de la R_i se puede observar que éstos presentaron una diferencia significativa de 54.7 Wm^{-2} entre los promedios mensuales de los dos años (figura 12). En este sentido, es notorio el efecto que tuvo una mayor nubosidad en septiembre de 1995 en la radiación incidente, ya que septiembre de 1995 fue más lluvioso que septiembre de 1996.

El promedio diario de R_n más alto en el mes de diciembre de 1995 (figura 13c) fue de 190 Wm^{-2} (el día 1). El valor promedio diario de R_n más bajo para este mes fue de 44.9 Wm^{-2} (el día 25). La variación inter - mensual de la radiación promedio diaria en diciembre es menor que en septiembre pero mayor que en mayo. En diciembre de 1996 no se obtuvieron datos de R_n , sin embargo, a partir de los valores de R_i se observan las diferencias entre ambos patrones (figura 13c). En diciembre de 1995 se registraron algunos eventos de precipitación a finales de mes; esto se refleja, como ya se mencionó, en los valores de radiación registrados a finales de diciembre.

5.2.3. Patrón horario. En la figura 14 se presentan los valores de R_n para tres días contrastantes en la Cuenca I durante 1995: un día despejado (9 de mayo), donde la R_n alcanza un valor máximo de 631.0 Wm^{-2} a las 14:00 h, un día nublado (el 2 de septiembre), donde hubo una precipitación total de 95 mm y la R_n máxima del día alcanzó un valor de 76.8 Wm^{-2} a las 14:00 h, y un día despejado en diciembre (9 de diciembre), donde la R_n alcanzó un valor máximo de 421.7 Wm^{-2} a las 14:00 h. La diferencia en los valores máximos de R_n entre el día 9 de mayo y 2 de septiembre fue de 554.2 Wm^{-2} . Se observa

también que los valores de Rn llegan a ser más negativos en el día 9 de mayo, alrededor de media noche, en donde el valor mínimo de Rn llega a -60.9 Wm^{-2} .



Figur 13c. Promedios diarios (valores diurnos) de la radiación incidente (Ri), radiación reflejada (Rr) y radiación neta (Rn) en la Cuenca I, en diciembre de 1995 y 1996.

Los valores horarios de la Rn (incluyendo los valores diurnos y nocturnos) para mayo de 1995 presentaron un intervalo de 631.8 Wm^{-2} , como valor máximo registrado en el mes, hasta -63.2 Wm^{-2} como valor mínimo, con una desviación estándar de 239.0 Wm^{-2} . Los valores horarios de Rn en septiembre de 1995, presentaron un intervalo de 616.0 Wm^{-2} a -30.4 Wm^{-2} con una d.e. 196.7 Wm^{-2} . En el mes de diciembre se registró un valor horario máximo de Rn de 477.0 Wm^{-2} y un valor mínimo de -59.1 Wm^{-2} con una d.e. 171.3 Wm^{-2} . Un rasgo característico de estos datos es la disminución de la desviación estándar en diciembre con relación a mayo y septiembre.

Como se puede apreciar, el régimen de la radiación (Ri y Rn) que se observó durante los dos años de monitoreo está fuertemente influenciado por la estacionalidad de los periodos de lluvia. Este efecto del aumento de la nubosidad en los periodos de lluvia sobre la radiación ha sido reportado con anterioridad (Carlson, 1982; Lowry, 1991, Etherington, 1982). Esto ha puesto en evidencia el papel que la nubosidad juega en el

control del balance de la energía en la superficie de la Tierra, afectando el clima a través de la modulación de la insolación de la superficie terrestre (Abdel Wahab y Hasanean, 1999).

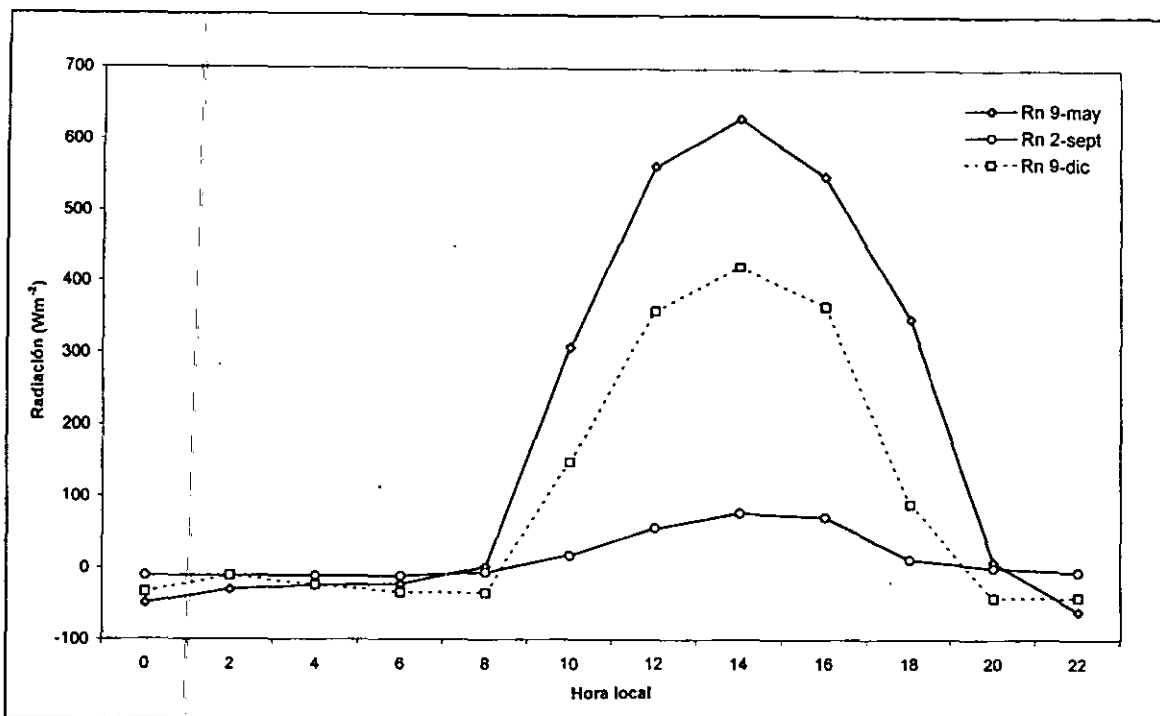


Figura 14. Promedios horarios (valores diurnos y nocturnos) de la radiación neta (Rn) en la Cuenca I, los días 9 de mayo, 2 de septiembre y 9 de diciembre en 1995.

La radiación neta es la radiación solar incidente (radiación de onda corta y onda larga), menos la radiación reflejada (radiación diurna de onda corta) y la radiación reirradiada (radiación de onda larga). Los valores de la radiación neta pueden ser negativos debido a que por la noche la radiación solar incidente es igual a cero y hay una pérdida de radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra. La presencia de nubes genera que una porción de los rayos solares sea reflejada desde las nubes hacia la superficie del suelo. Aunado a esto hay también una cantidad de energía que es reirradiada por la vegetación, el suelo y las rocas. Debido a esto, la presencia de nubosidad impide la pérdida de energía de la superficie del suelo y puede disminuir la radiación solar directa (Barbour, 1987).

Partiendo de lo anterior, otro ejemplo claro del efecto de la nubosidad en la dinámica de la radiación, se puede apreciar al comparar la radiación neta nocturna en los meses de mayo de 1995 (valor mínimo de $R_n = -63.2 \text{ Wm}^{-2}$) y septiembre de 1995 (valor

mínimo de $R_n = -30.4 \text{ W/m}^2$). La presencia de nubes en septiembre disminuye la pérdida de calor del ecosistema durante la noche, lo que se traduce en valores menos negativos de R_n .

En mayo, generalmente con noches más despejadas, los valores de R_n nocturnos son más negativos, lo que implica que hay una mayor pérdida de radiación de onda larga.

Al correlacionar la radiación incidente con otras variables microclimáticas (cuadros 5 y 6) se observa cómo las correlaciones obtenidas en septiembre son más bajas en comparación con las del mes de mayo. Esto sugiere que la nubosidad está alterando esta relación entre variables.

Cuadro 5. Correlación de los valores horarios en el mes de mayo de 1995 en la Cuenca I, donde la radiación de longitud de onda corta incidente (R_i) es la variable independiente y las otras variables microclimáticas son la variable dependiente.

	R	P
R_i – Temperatura del suelo (0 cm)	0.854	0.001
R_i – Temperatura ambiente (2 m)	0.863	0.001
R_i – Humedad relativa (2 m)	0.922	0.001

Cuadro 6. Correlación de los valores horarios en el mes de septiembre de 1995 en la cuenca I, donde la radiación de longitud de onda corta incidente (R_i) es la variable independiente y las otras variables microclimáticas son la variable dependiente

	R	P
R_i – Temperatura del suelo (0 cm)	0.616	0.001
R_i – Temperatura ambiente (2 m)	0.820	0.001
R_i – Humedad relativa (2 m)	0.658	0.001

El albedo, que es el porcentaje de radiación de onda corta que es reflejada o dispersada en la interfase tierra – aire (Barradas, 1991; Barradas y Adem, 1992), a nivel del dosel de la vegetación, presenta ciclos diurnos y anuales asociados con cambios en el ángulo de incidencia de los rayos solares y, especialmente, en las selvas bajas caducifolias, con los cambios estacionales en el índice de área foliar debido a la estacionalidad de la precipitación (Giambelluca et al., 1999). Con relación a esto, se ha reportado que en las selvas bajas caducifolias, el albedo tiende a ser mayor en la época seca debido a que en esta época, la vegetación carente de follaje permite el paso de la radiación hasta la superficie del suelo, el cual, en estas condiciones, presenta un coeficiente de reflexión mayor (Barradas, 1991; Barradas y Adem, 1992; Giambelluca et al., 1999). En este sentido, el índice de área

foliar en la selva baja de Chamela, se incrementa al comienzo de la época de lluvias, alcanza su pico máximo entre los meses de agosto, septiembre y octubre, y luego decrece lentamente hacia el final de la época seca (Maass et al., 1995), lo que supondría una disminución del albedo durante la época de mayor índice de área foliar.

El albedo para un mes representativo de la época seca, mayo, y un mes representativo de la época húmeda, septiembre, fue de 13.0% en mayo y de 15.0% en septiembre (1995). Estos valores difieren de los reportados por Barradas (1991) en cuanto a su magnitud y estacionalidad, ya que este autor reporta valores mensuales de albedo para estos meses de 27.0% y de 17.1% respectivamente. Las variaciones en el patrón fenológico de la selva, entre los años de medición, puede ser uno de los factores de esta diferencia. Así también, la presencia de nubes aumenta los valores de albedo (Giambelluca, 1999); esto puede estar afectando el valor mensual del albedo en los meses de lluvias. Así mismo, no se puede descartar que esta diferencia sea debido a problemas de descalibración de los sensores (radiación incidente y radiación reflejada) y problemas de mantenimiento.

El albedo también representa fluctuaciones a lo largo del día; la figura 15 muestra las variaciones en el albedo para el día 9 de mayo de 1995 (día de máxima Ri en el mes), el día 9 de septiembre de 1995 (día de máxima Ri para el mes) y el día 13 de septiembre de 1995 (día nublado). Se observa que el albedo en septiembre es mayor que en mayo, tanto en condiciones de cielo despejado, como en días nublados.

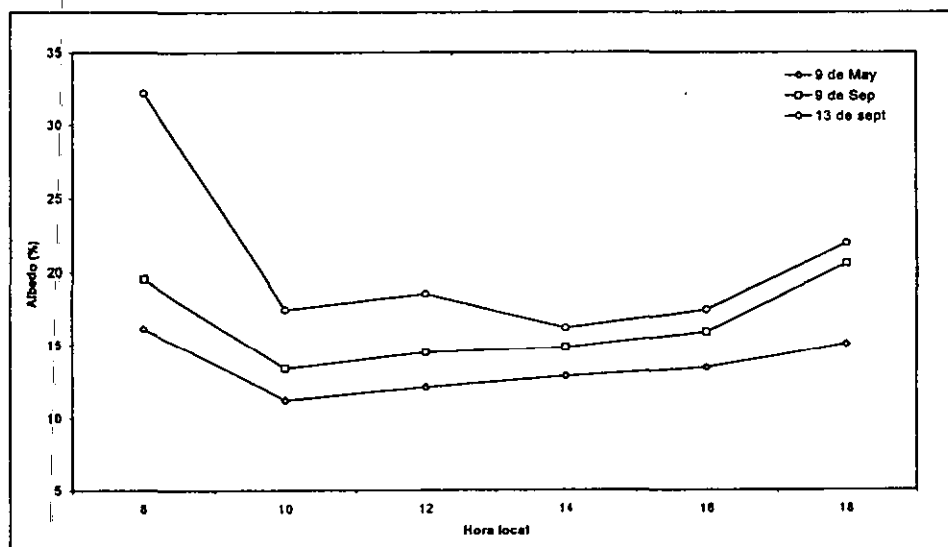


Figura 15. Promedios horarios (valores diurnos) del albedo en la Cuenca I, los días 9 de mayo, 9 de septiembre y 13 de septiembre de 1995.

El patrón horario del albedo presenta los valores más altos en las primeras horas de la mañana; en el transcurso del medio día se presenta una disminución en el albedo, para aumentar nuevamente entre las 14:00 h y las 16:00 h. Este patrón está definido principalmente por los efectos del ángulo de incidencia de los rayos solares (Giambelluca et al., 1999).

En la figura 16 se muestra el patrón obtenido de la radiación reflejada promedio (R_r) para cada mes de monitoreo (marcha diurna) a lo largo de 1995 y 1996. La variación mensual de la R_r sigue el mismo patrón que la R_i ; en este sentido, se observa una tendencia en los meses de mayor incidencia de radiación a presentar una mayor reflexión de la misma. En abril (1995) se registraron 66.8 Wm^{-2} de radiación emitida por el sistema y en mayo (1995), 58.3 Wm^{-2} ; estos meses corresponden a la época seca. En la época húmeda (junio a septiembre) se observó una tendencia de disminución de la R_r : en septiembre de 1995 se registraron 47.4 Wm^{-2} . El mes donde se observa la menor R_r es diciembre (1995) con 39.8 Wm^{-2} .

La relación entre el albedo y el índice de área foliar, reportada por Barradas (1991), concuerda con el patrón mostrado en la figura 16, donde durante los meses húmedos disminuye la R_r . Sin embargo, esta situación no se observa en los valores de albedo mostrados en la figura 15. Se obtuvo una correlación positiva ($r = 0.8908$, $P > 0.001$) entre la R_i y la R_r . En este sentido, la fracción de radiación de onda corta que es reflejada por la superficie de la vegetación y el suelo, depende de la cantidad de radiación incidente, la cual disminuye a lo largo de los meses de la época húmeda y hasta diciembre, donde alcanza sus valores más bajos.

Es importante profundizar en las características de la vegetación y su influencia en el albedo para la zona de estudio, ya que se ha reportado (Giambelluca, 1999) que características como la altura de la vegetación, distintos estadios sucesionales, así como distintos grados de perturbación, determinan en gran medida la fracción de radiación que es reflejada.

Algunos trabajos reportan el albedo obtenido para distintas zonas tropicales; en el Amazonas, por ejemplo, se presenta un rango que va de 12.3% a 13.4% (Shuttleworth et al., 1984; Culf, et al., 1995), en Nigeria se reporta un 12.0% (Oguntoyinbo, 1970) y en Tailandia 13.0% (Pinker et al., 1982). Por otro lado, el albedo registrado en zonas tropicales

perturbadas presenta un rango entre 15.0% y 21.0% (Culf et al., 1995; Oguntoyinbo, 1970; Pinker et al., 1982). El albedo promedio anual para los dos años de monitoreo en la zona de estudio, se encuentra alrededor del 15.0%. Es interesante que en este caso, el albedo en la zona de estudio se encuentre entre los valores reportados para las zonas tropicales sin perturbar y entre las zonas perturbadas.

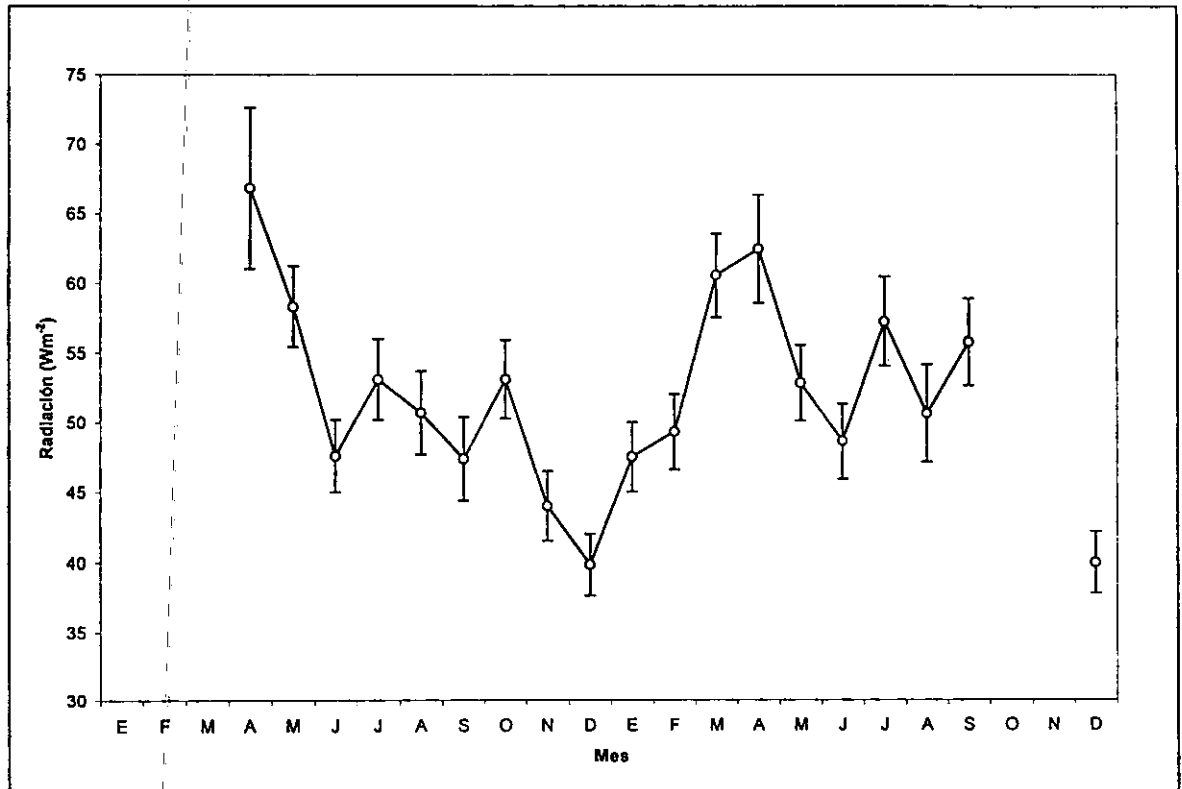


Figura 16. Promedios mensuales (valores diurnos) y errores estándar de la radiación reflejada (Rr) en la Cuenca I, durante 1995 y 1996.

5.3. Temperatura del aire

5.3.1. Patrón mensual. En la figura 17, se muestra el patrón de variación de la temperatura promedio del aire a dos metros de altura sobre el suelo (TA-2m) y a cuatro metros por arriba del dosel (TA-4AD) para cada mes de monitoreo en el transcurso de 1995, 1996 y para los dos sitios de monitoreo (Cuencas I y II).

En el sitio de la Cuenca I, durante 1995 se observó un patrón de la temperatura promedio del aire en donde, de enero a febrero, se presentó un ligero aumento de la temperatura mensual para luego caer drásticamente en marzo (TA-2m= 22.8°C con un error estándar de 0.21°C; TA-4AD= 23.0°C con un e.e. 0.15°C). La temperatura más baja para este año se registró en el mes de abril (TA-2m= 22.4°C con un e.e. 0.26°C; TA-4AD= 22.4 °C con un e.e. 0.19°C). A partir de este mes la temperatura mensual aumenta hasta llegar a los meses más cálidos del año. Se observó que los meses de mayor temperatura coinciden también con los meses de la época de lluvias (cuadro 3), sin embargo, son aquellos meses donde se registran pocos eventos de precipitación, ya sea a principios de la época de lluvias o en el mes seco de esta época, donde aumenta la temperatura. La temperatura mensual más alta en 1995 se registró en el mes de julio (TA-2m= 26.9°C con un e.e. 0.16°C; TA-4AD= 27.1°C con un e.e. 0.12°C). Entre agosto, septiembre y octubre se presentó una estabilización de la temperatura mensual para luego comenzar a descender entre noviembre y diciembre. La diferencia entre la temperatura mensual del aire entre el mes más frío y el mes más cálido en este año fue de 4.7 °C.

En 1996, al comienzo del año, se presentaron también los meses más fríos, pero a diferencia de 1995, en 1996 la temperatura promedio del aire más baja se registró en el mes de enero (TA-2m= 21.4°C con un e.e. 0.22°C; TA-4AD= 22.0°C con un e.e. 0.15°C). A partir de este mes la temperatura comienza a ascender y se observa cómo, en los meses de marzo y abril, la temperatura tiende a descender ligeramente, al igual que lo que ocurre en 1995, con la diferencia de que en este año la temperatura mensual no disminuye en la misma magnitud. Nuevamente, a partir del mes de abril la temperatura del aire comienza a aumentar hasta la época más cálida del año en los meses de junio, julio y septiembre. Se observa cómo varía el patrón de temperatura entre 1995 y 1996, relacionado al patrón de precipitación en los dos años (cuadro 3).

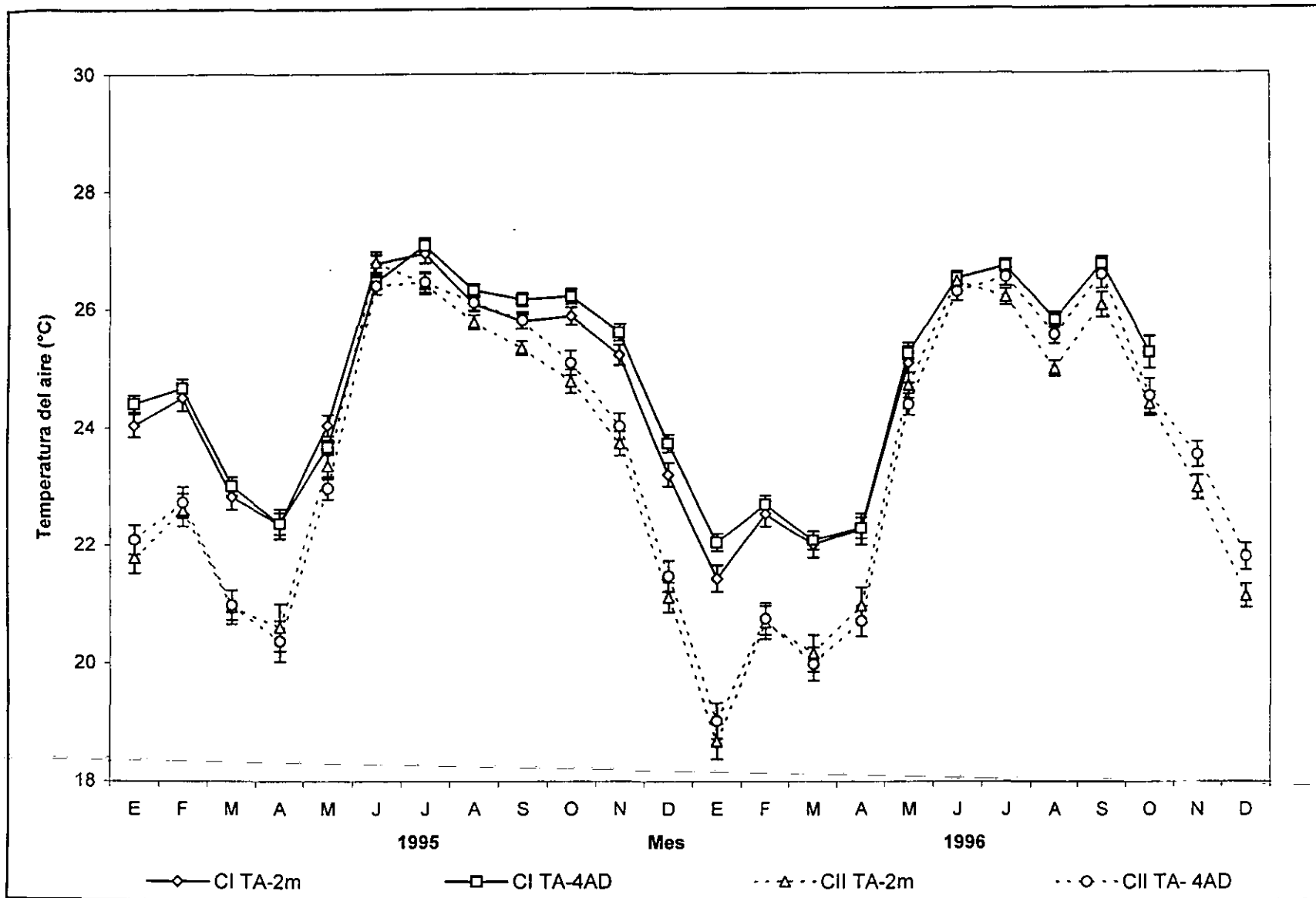


Figura 17. Promedios mensuales y errores estándar de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD), en las Cuencas I y II durante 1995 y 1996, a dos alturas distintas.

La temperatura mensual más alta se registró en el mes de septiembre (TA-4AD= 26.8°C con un e.e. 0.12°C, para este mes no hubo registro en el sensor TA-2m). Al término de la época de lluvias la temperatura promedio del aire comienza a disminuir. En este año la diferencia entre la temperatura promedio del mes más frío y del más cálido fue de 5.1°C.

La diferencia de la temperatura, entre las alturas a las que se realizó el monitoreo, tiende a reducirse en los meses fríos, sin embargo, en los meses de la época húmeda se observaron valores de temperatura significativamente mayores por arriba del dosel.

En el sitio de la Cuenca II se observó el mismo patrón de variación de la temperatura mensual (figura 17). Sin embargo, en la Cuenca II se presentaron temperaturas por debajo de las encontradas en la Cuenca I. En este sentido hubo una diferencia significativa en la temperatura mensual sobre todo en los meses de secas, correspondientes también a los meses fríos. Esta diferencia puede ser explicada por la presencia de vegetación de menor talla en el sitio de la Cuenca I (cuadro 2), así como a la exposición de la torre de monitoreo hacia el sur en esta cuenca.

La temperatura más baja registrada en el sitio de la Cuenca II durante 1995 en el mes de abril, fue de 20.6°C con un e.e. 0.40°C (TA-2m) y de 20.4°C con un e.e. 0.35°C (TA-4AD). La diferencia de temperatura para este mes entre los dos sitios es de 1.9°C. Por otro lado, en el mes de enero de 1996 se registró una temperatura mensual de 18.7°C con un e.e. 0.30°C (TA-2m) y 19.0°C con un e.e. 0.30°C (TA-4AD). La diferencia de temperatura para este mes entre las dos cuencas es de 2.8°C. Las temperaturas máximas para el sitio de la Cuenca II están dentro del intervalo de las temperaturas encontradas en el sitio de la Cuenca I. En 1995 la diferencia en la temperatura promedio mensual entre el mes más frío y el más cálido (Cuenca I y II) fue de 6.7°C; esta diferencia en 1996 fue de 8.1°C. Esto muestra que en la Cuenca II el patrón es más marcado.

Los valores mensuales de la temperatura del aire concuerdan con los reportados por Bullock (1986) para la zona de estudio en años anteriores (1977 – 1984), y están dentro del intervalo de la temperatura ambiente reportada para la SBC (Murphy y Lugo, 1986).

Una prueba de t pareada mostró que no hubo diferencias significativas en la temperatura del sitio de la Cuenca I a dos metros de altura (TA-2m) entre los dos años de monitoreo ($t = 1.331$, $p = 0.254$), y a cuatro metros por arriba del dosel (TA-4AD) ($t = 1.496$, $p = 0.166$). En el sitio de la Cuenca II tampoco se encontraron diferencias

significativas entre años ($t = 1,311$, $p = 0.217$ para TA-2m, y $t = 1.190$, $p = 0.259$ para TA-4AD).

5.3.2. Patrón diario. Para analizar el patrón de promedios diarios de la temperatura ambiente se utilizaron los datos correspondientes a tres meses contrastantes en 1995: mayo, mes de sequía; septiembre, mes de lluvias y diciembre, mes de transición entre la época húmeda y la época seca.

El mes de mayo marca la transición de la época seca a la época húmeda e inicia el aumento de la temperatura. En el sitio de la Cuenca I, el patrón de promedios diarios para el mes de mayo (figura 18a) presenta una clara tendencia de aumento de la temperatura del aire. El promedio diario de temperatura más alto registrado fue de 25.9°C (día 30) en el sensor TA-2m. El promedio diario de temperatura más bajo fue de 21.7°C (día 10) en el sensor TA-4AD. En este mes se observa una tendencia donde los valores de temperatura son más altos por abajo del dosel (TA-2m).

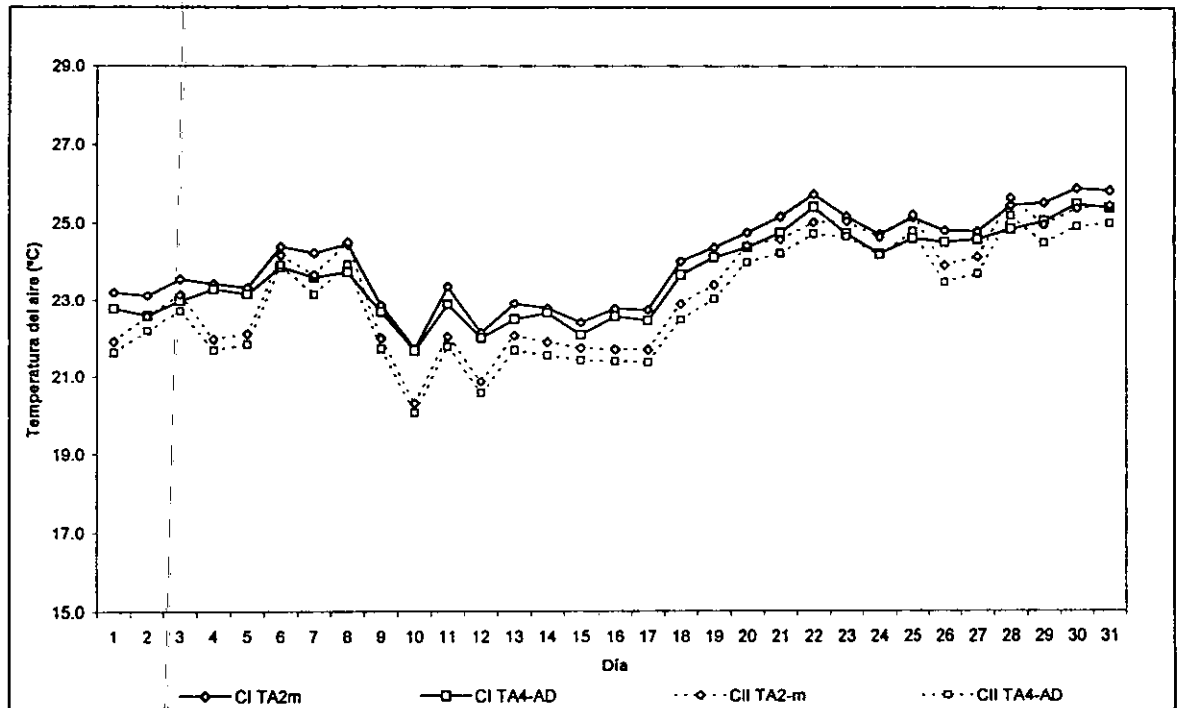


Figura 18a. Promedios diarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en las Cuencas I y II, en mayo de 1995, a dos alturas distintas.

Entre el día 9 y 17 de mayo se observa un decaimiento en los valores de temperatura del aire, contrario a la tendencia de aumento que se presenta a lo largo del mes. En la figura

13a, se observa cómo en estos días, los valores de radiación disminuyen, debido probablemente a la presencia de nubes. Esto puede ser una de las causas de la disminución de la temperatura del aire en estos días.

En el sitio de la Cuenca II se observó un patrón de variación muy similar al encontrado en la Cuenca I, con promedios diarios de temperatura más bajos que el sitio de la Cuenca I. El promedio diario de temperatura más alto para este mes (mayo) fue de 25.7°C en el sensor TA-2m (día 28). El promedio de temperatura más bajo fue de 20.1 °C en el sensor TA-4AD (día 10).

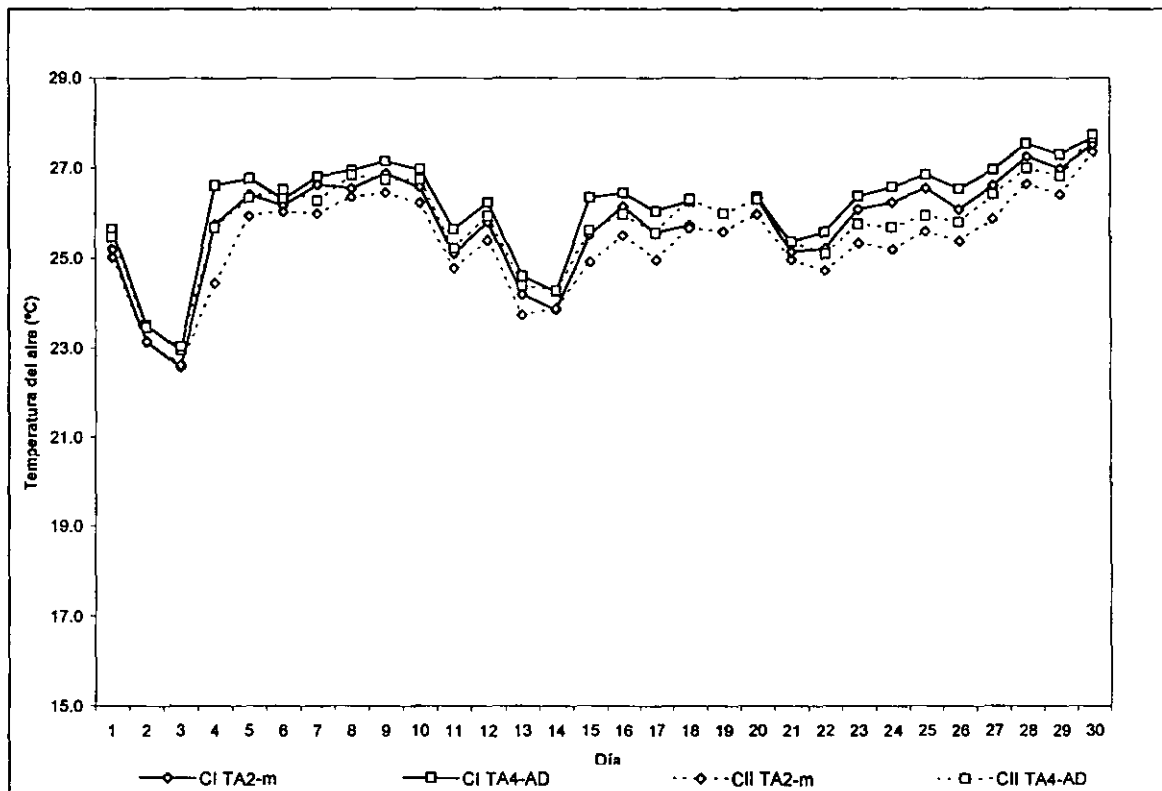


Figura 18b. Promedios diarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en las Cuencas I y II, en septiembre de 1995 a dos alturas distintas.

Durante el mes de septiembre los promedios diarios de la temperatura oscilan alrededor de los 25°C. Sin embargo, la presencia de eventos de precipitación modifica la temperatura promedio diaria, provocando la disminución de la temperatura; esto se aprecia en la figura 18 b, donde la temperatura disminuye entre los días 2 y 3 alrededor de 2°C y entre los días 13 y 14 alrededor de 1°C. El promedio diario de temperatura más alto fue de 27.7°C, registrado en el sensor TA-4AD (día 30). El valor mínimo de la temperatura

promedio diario fue de 22.6°C, registrado en el sensor TA-2m (día 3). Durante este mes se observó que, a diferencia del mes de mayo, los valores de temperatura tienden a ser más altos por arriba del dosel (TA-4AD). La razón de esta diferencia se explica más adelante.

El patrón de variación encontrado en el sitio de la Cuenca II es muy similar al del sitio de la Cuenca I; las temperaturas están dentro del mismo intervalo. El promedio diario de temperatura más alto registrado en el sitio de la cuenca II fue de 27.7°C a cuatro metros por arriba del dosel (día 30). El promedio de la temperatura más bajo fue de 22.6°C, registrado en el sensor TA-2m (día 3).

El mes de diciembre representa la transición entre la época húmeda y la época seca. Se observa una disminución gradual de la temperatura y una mayor variación intermensual a diferencia del mes de septiembre (figura 18c). El promedio diario de temperatura más alto registrado para este mes en el sitio de la Cuenca I fue de 26.4°C el día 5 (TA-4AD), mientras que el promedio diario de temperatura más bajo registrado fue de 20.2°C el día 31 (TA-2m). En este mes, el promedio diario de temperatura tiende a ser mayor en las mediciones realizadas por arriba del dosel de la vegetación.

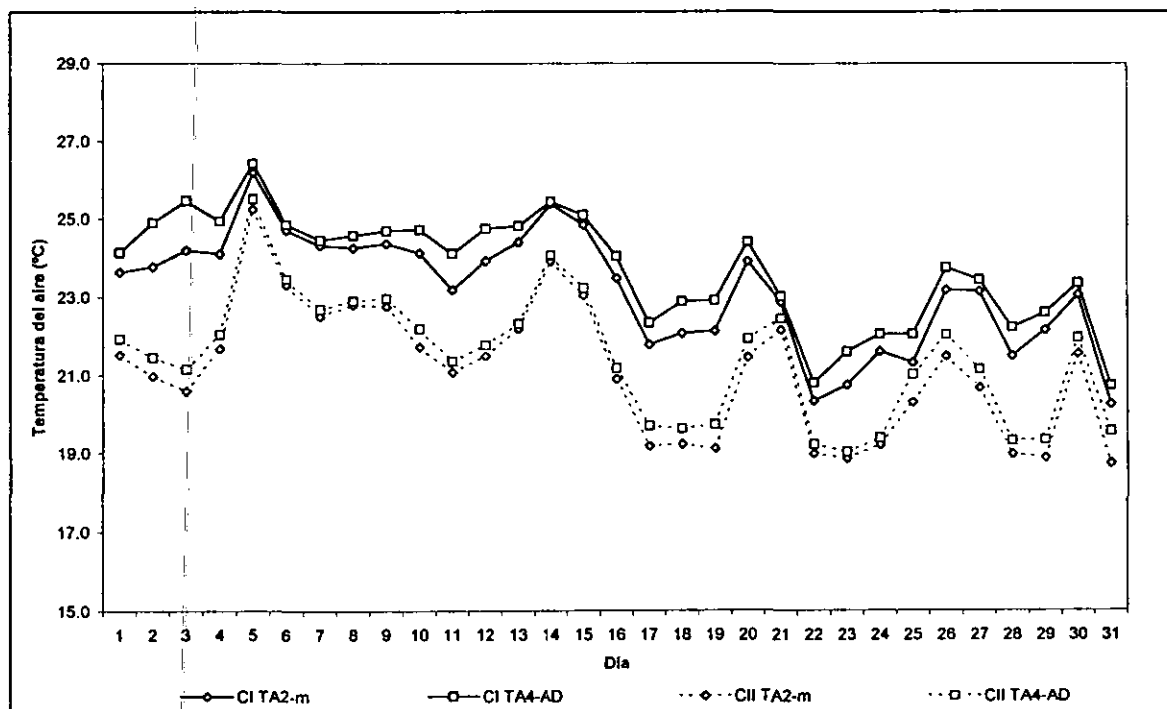


Figura 18c. Promedios diarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en las Cuenca I y II, en diciembre de 1995, a dos alturas distintas.

En el mes de diciembre, al igual que en mayo y septiembre, el patrón de variación de temperatura en el sitio de la Cuenca II es similar al patrón del sitio de la Cuenca I, sin embargo, presenta valores más bajos. El promedio diario de temperatura más alto registrado en el sitio de la Cuenca II fue de 25.5°C (TA-4AD) el día 5. El promedio diario de temperatura más bajo fue de 18.7°C (TA-2m) el día 31.

5.3.3. Patrón horario. El patrón de promedios horarios de la temperatura (figura 19a) muestra las temperaturas (TA-2m y TA-4AD) para dos días representativos del mes de mayo (1995) en la Cuenca I: el 10 de mayo, siendo este el día más frío del mes y el 30 de mayo, el día más cálido del mes. La temperatura máxima a lo largo del día se presenta alrededor de las 14:00 h y la temperatura más baja se presenta en las primeras horas de la mañana, a las 6:00 h. Tanto para el día 10 como para el día 30 de mayo, se observó un patrón de la temperatura horaria donde durante las horas nocturnas (de las 20:00 h a las 8:00 h) la temperatura del aire tiende a ser mayor por arriba del dosel, y de las 10:00 h a las 20:00 h se presenta un cambio, siendo a dos metros de altura donde se presentan las temperaturas más altas.

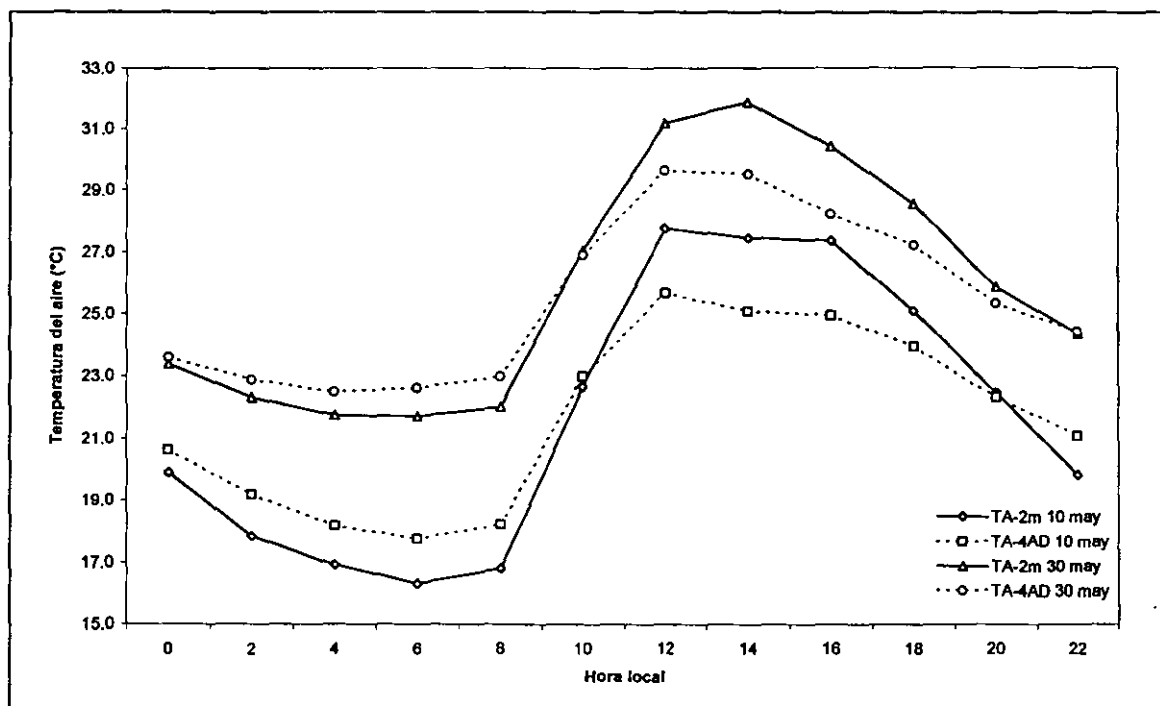


Figura 19a. Promedios horarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en la Cuenca I, los días 10 y 30 de mayo de 1995, a dos alturas distintas.

Durante el mes de mayo en el sitio de la Cuenca I (TA-2m), se registró un valor horario máximo de 32.1°C y un valor horario mínimo de 16.3°C con una desviación estándar de 3.4°C. A cuatro metros por arriba del dosel se registró un valor horario máximo de temperatura de 30.9°C y un valor horario mínimo de 17.8°C con una d.e. 2.4°C. Para este mes, la oscilación horaria de los valores de temperatura disminuye ligeramente con la altura, es decir, se presentan valores de desviación estándar más bajos en las mediciones realizadas a 4 m por arriba del dosel. Así mismo, las temperaturas más extremas se observaron en el sensor colocado a 2 m de altura sobre el suelo.

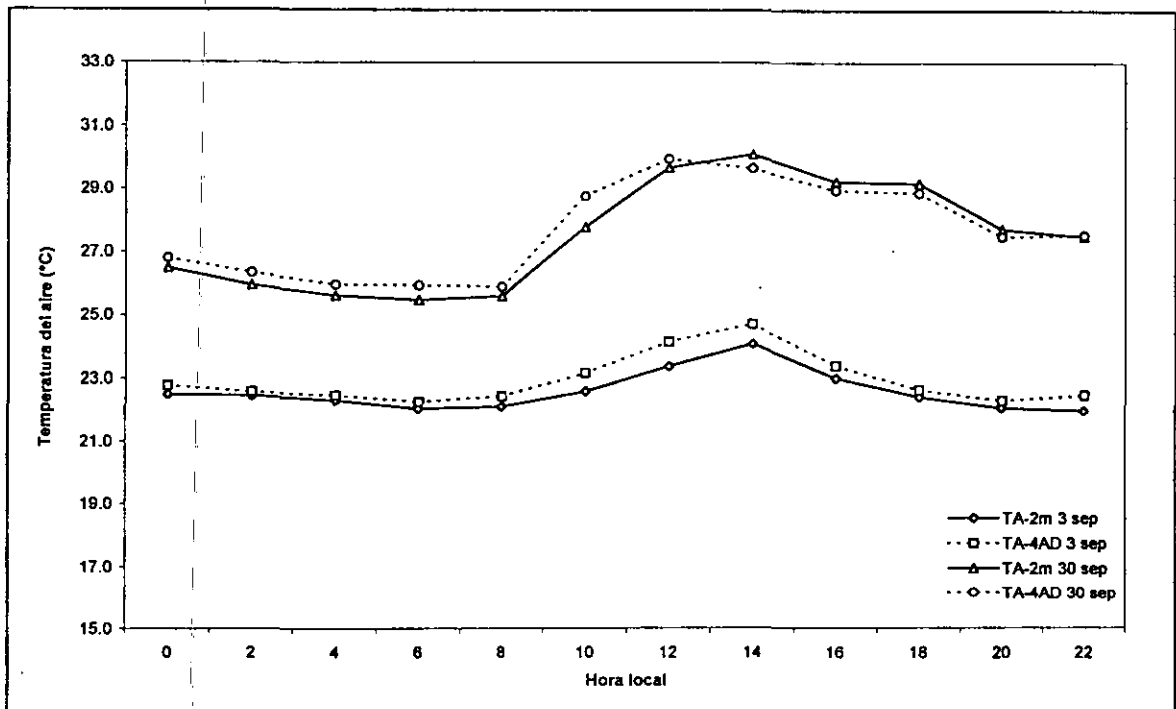


Figura 19b. Promedios horarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en la Cuenca I, los días 3 y 30 de septiembre de 1995, a dos alturas distintas.

El patrón de promedios horarios de la temperatura para el mes de septiembre (figura 19b) muestra una tendencia de la temperatura a mantenerse más alta por arriba del dosel. Durante el día más cálido del mes (día 30 de septiembre), se observó un patrón donde la temperatura es más alta por arriba del dosel (TA-4AD) durante la noche, y más alta durante el día a dos metros de altura (TA-2m). Aunque se presentó una ligera disminución de la temperatura a dos metros de altura (TA-2m) a partir de las 14:00 h, las diferencias en la temperatura entre las dos alturas son muy bajas de 0.2°C a 0.5°C. Durante el día más frío

del mes (3 de septiembre), la temperatura tiende a ser ligeramente mayor por arriba del dosel a lo largo de todo el día; de igual forma las diferencias en la temperatura son muy bajas, de 0.1°C a 0.5°C. La temperatura más alta del día se presenta alrededor de las 14:00 h, y la temperatura más baja a las 6:00 h.

En el mes de septiembre en la Cuenca I se presentó un valor horario máximo (TA-2m) de 30.5°C y un valor horario mínimo de 22.0°C, con una d.e. 2.3°C. A cuatro metros por arriba del dosel se presentó un valor horario máximo de 30.6 °C y un valor horario mínimo de 22.3 °C con una d.e. 2.1°C. En este mes disminuye la oscilación de los valores horarios de la temperatura con relación a mayo.

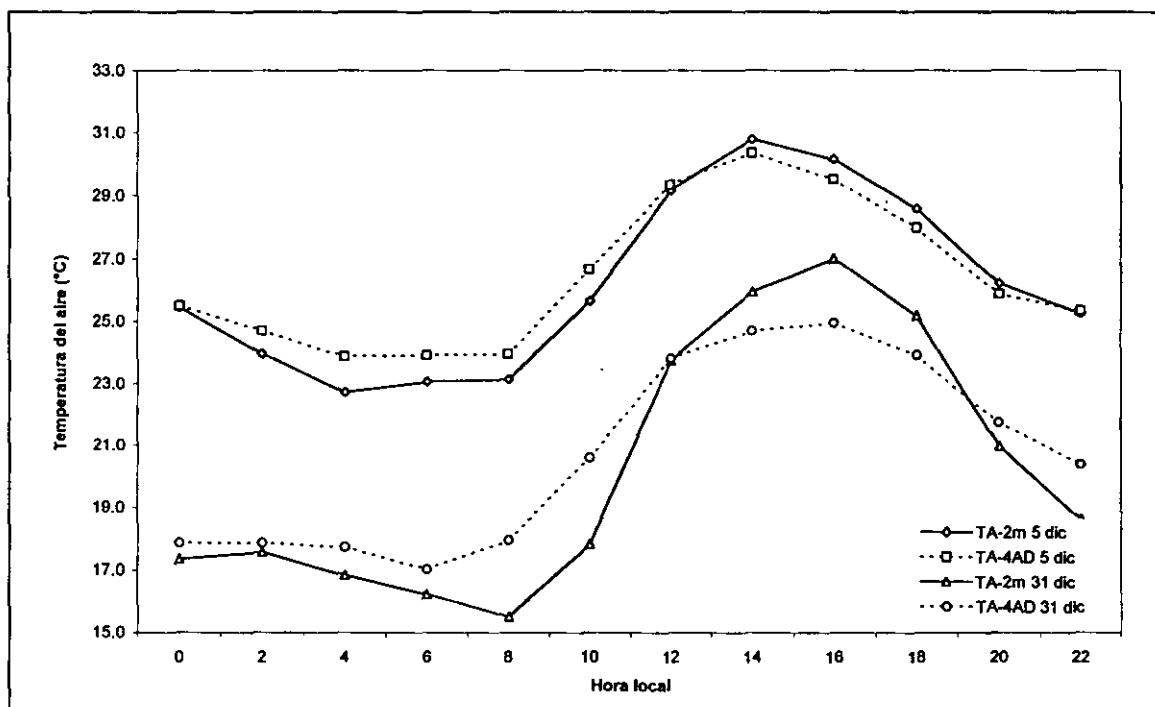


Figura 19c. Promedios horarios de la temperatura del aire (TA-2m y TA-4AD) en la Cuenca I, los días 5 y 31 de diciembre de 1995, a dos alturas distintas.

Para el mes de diciembre, el patrón de promedios horarios (figura 19c) durante el día más cálido del mes (5 de diciembre) y uno de los días más fríos (31 de diciembre), es similar al observado en mayo; la temperatura del aire tiende a ser mayor por arriba del dosel (TA-4AD) entre las 0:00 h y las 12:00 h, situación que se invierte durante el día, entre las 14:00 h y las 20:00 h, presentándose las temperaturas más altas por abajo del dosel (TA-

2m). Se observó que la temperatura más baja para este día se presentó a las 4:00 h y la temperatura más alta a las 14.00 h.

En el mes de diciembre, a dos metros de altura en el sitio de la Cuenca I se presentó un valor horario máximo de 31.7°C y un valor horario mínimo de 15.5°C, con una d.e. 3.8°C. A cuatro metros por arriba del dosel, el valor horario máximo registrado fue de 30.5°C y un valor horario mínimo de 17.0°C con una d.e. 2.9°C. En este mes la mayor oscilación se observa en los registros realizados a cuatro metros por arriba del dosel, reflejándose en un aumento de los valores de desviación estándar. La oscilación entre las temperaturas máximas y mínimas llega a ser hasta de 15 °C. En este mes aumenta la desviación estándar con relación a septiembre.

Como se mencionó con anterioridad, la correlación entre la radiación de onda corta incidente (R_i) y la temperatura ambiente a lo largo del día es muy elevada y altamente significativa (Cuadros 5 y 6). Sin embargo, cuando se analiza la relación entre la radiación promedio mensual con la temperatura del aire promedio mensual, la correlación es muy pobre y no significativa ($r = 0.297$, $p = 0.204$). Esto es contrario a lo que se esperaría, ya que la radiación solar es la fuente principal de energía para caldear el ambiente. Sin embargo, al analizar los datos, se observa que el aumento de temperatura del aire se correlaciona significativamente con la radiación solar ocurrida tres meses antes ($r = 0.81$ y $p = 0.001$). Un factor que posiblemente esté participando en este desfase es la oscilación de la temperatura. En el mes de abril (Cuenca I 1995), correspondiente al mes de mayor incidencia de radiación, se obtuvo un promedio mensual de 22.4°C a dos metros de altura sobre el suelo. La temperatura máxima registrada para este mes fue de 32.4°C (TA-2m) y la temperatura mínima fue de 12.8°C (TA-2m) con una desviación estándar de 4.7°C. En septiembre, mes típico de la época de lluvias y donde se presentó una disminución de la radiación solar incidente de 183.4 Wm^{-2} con relación al mes de abril, se obtuvo una temperatura promedio de 25.8°C (TA-2m), una temperatura máxima de 30.5°C y una temperatura mínima de 22.0°C con una d.e. 2.3°C. Es notorio que las temperaturas máximas y mínimas son más extremas en abril, sin embargo, el promedio mensual de temperatura es mayor en septiembre. Otro factor que puede estar ligado a este desfase es la presencia de vientos más elevados durante los meses de la época seca en comparación a los meses más húmedos (figura 26). Un desfase similar lo encontró

Rosenberg (1983) en un bosque templado, y lo atribuye al hecho de que durante la primavera y principios del verano, una gran porción de energía solar incidente fluye hacia el suelo, el cual ha alcanzado las temperaturas más bajas de todo el año hacia el final del invierno. Esta situación termina hasta que el suelo se ha calentado lo suficiente.

Por otro lado, un factor muy ligado a la dinámica de la temperatura del aire es la nubosidad. Esto se observó claramente en septiembre de 1995 en donde la temperatura del aire varió tanto como 8°C en días despejados, mientras que varió tan sólo 3.7°C en días nublados. La nubosidad no permite la salida de energía que irradian la superficie del suelo y la vegetación, reirradiándola de nuevo al sistema. Esto genera un efecto aislante, que hace disminuir la variación de las temperaturas durante el día. Esto concuerda con la observación de Barbour (1987), quien menciona que la variación de la temperatura en los trópicos es como de 2°C en días nublados, mientras que puede llegar a variar tanto como 9°C en días despejados.

Con relación a las diferencias de temperatura con la altura, la superficie del suelo experimenta la mayor variación de temperatura a lo largo del día (Pianka, 1994). En un sitio carente de vegetación, los gradientes verticales de temperatura suelen ser más abruptos, mientras que la presencia de una cubierta vegetal atenúa este efecto (Etherington, 1982). En el mes de mayo, un mes representativo de la época seca, la temperatura ambiente por debajo del dosel (TA-2m) es más alta durante el día y más baja durante la noche, que aquella registrada por encima del dosel (TA-4AD) (figura 19a), esto es, existe una mayor variación térmica cerca del suelo. Considerando que en esta época la vegetación carece de follaje este patrón se puede explicar, en parte, por la mayor penetración de la radiación hasta la superficie del suelo, que se traduce en una mayor transferencia de calor durante el día del suelo al aire que está a unos cuantos metros sobre éste. En la noche, la transferencia de calor es en dirección al suelo y el aire se hace más frío. En contraste, en septiembre, un mes típico de lluvias, se observó una menor diferencia entre ambas temperaturas, con valores ligeramente superiores por arriba del dosel durante todo el día (figura 19b). Este patrón se puede explicar debido a la presencia de follaje en la vegetación durante el mes de septiembre, el cual reduce la temperatura del aire por debajo del dosel, y a la presencia de mayor humedad en el ambiente, lo cual reduce así mismo la oscilación térmica.

5.4. Temperatura del suelo

5.4.1. Patrón mensual. En la figura 20 se muestra el patrón de la temperatura promedio mensual del suelo para cuatro profundidades distintas: a nivel superficial (0 cm) cubierto de hojarasca, 3 cm, 10 cm y 30 cm. Los registros se realizaron a partir del mes de abril de 1995 y hasta diciembre de 1996 en los dos sitios de estudio (Cuencas I y II).

En la figura 20 se puede observar el patrón de variación de temperatura del suelo: un proceso ascendente de la temperatura del suelo a partir del mes de enero, hasta los meses donde se presentan los registros más altos (mayo y junio); una caída de la temperatura del suelo en el mes de julio, donde a partir de este mes se desciende hasta los meses más fríos (diciembre, enero).

En la Cuenca I durante 1995, el mes donde se observó la temperatura mensual del suelo más alta fue junio, donde se registraron, en promedio 29.3°C . La diferencia de la temperatura mensual que se observó entre los registros realizados a 0 cm y a 30 cm en este mes fue de tan sólo 0.8°C . En septiembre del mismo año, mes característico de la época húmeda, se alcanzó una temperatura mensual del suelo más baja (26°C en promedio). En diciembre, mes donde se registraron las temperaturas del suelo más bajas en este año, se observó una temperatura mensual del suelo promedio de 24°C .

En el sitio de la Cuenca I, durante 1996, las temperaturas del suelo mensuales se encuentran dentro del mismo intervalo que las registradas en 1995, y los patrones observados en ambos años son similares.

En el sitio de la Cuenca II, se presentó un patrón de variación mensual de la temperatura del suelo similar al observado en la Cuenca I. En la figura 20 se puede observar cómo en el sitio de la Cuenca II se presentaron valores de temperatura del suelo más bajos que en el sitio de la Cuenca I en los meses fríos y durante la época seca, esto es, a partir de noviembre y hasta mayo. Por otro lado, los valores de temperatura del suelo alcanzados durante la época de lluvias se encuentran dentro del mismo intervalo que los registrados en el sitio de la Cuenca I.

En junio de 1995, mes donde se observó la temperatura del suelo mensual más alta, se registraron en promedio 28.7°C . Durante la época de lluvias la temperatura del suelo fue muy similar en las cuatro profundidades.

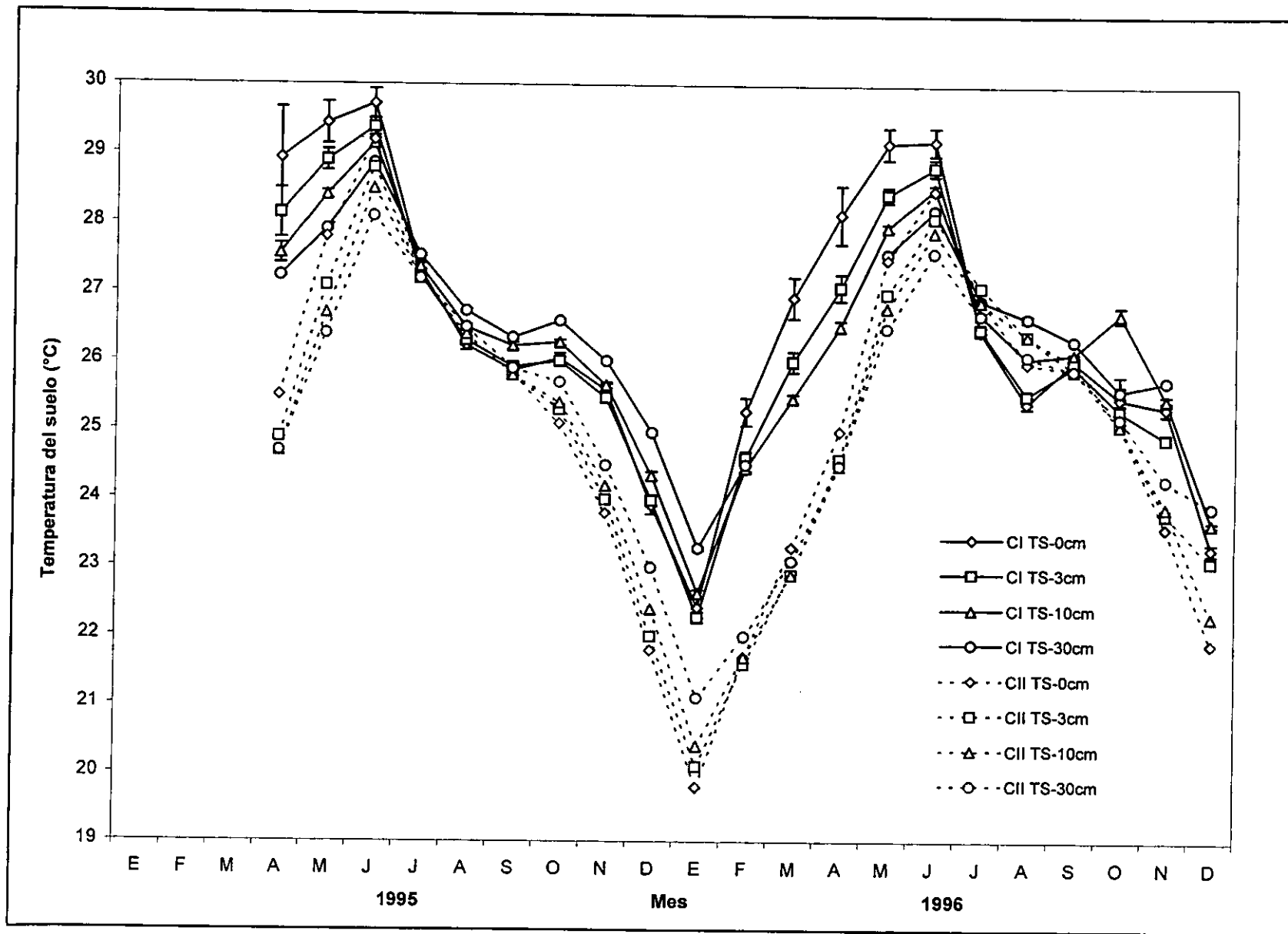


Figura 20. Promedios mensuales y errores estándar de la temperatura del suelo (TS), en las Cuenca I y II durante 1995 y 1996, a cuatro profundidades distintas.

En septiembre de 1995 se registró una temperatura promedio mensual del orden de los 25.8°C. En diciembre de este mismo año se registró en promedio una temperatura de 22.3°C, con una mayor diferencia entre las distintas profundidades.

En 1996, en el mes de enero se observó una diferencia de más de 2°C en la temperatura mensual del suelo entre ambos sitios. Para este mes, la diferencia de la temperatura del suelo a 0 cm de profundidad entre las dos cuencas fue de 2.6°C, y la diferencia a 30 cm de profundidad fue de 2.2°C.

A partir de los resultados obtenidos en el patrón mensual (figura 20), se observó que la temperatura del suelo tiende a ser mayor a nivel superficial y disminuye con el incremento de la profundidad durante la época de secas (febrero – junio), mientras que en la época de lluvias y durante los meses de invierno (julio – febrero), esta situación se invierte y la temperatura aumenta con el incremento de la profundidad. Así mismo, los valores de error estándar disminuyen con la profundidad y durante la época de lluvias.

Con respecto a la variación entre años, una prueba de *t* pareada, utilizando los promedios mensuales, detectó una disminución significativa (< de 1 °C) de los valores mensuales de la temperatura del suelo, en 1996 con respecto a 1995, para el sitio de la Cuenca I: (0cm: $t = 4.49$, $p = 0.002$; 3cm: $t = 5.29$, $p = 0.001$; 10cm: $t = 2.92$, $p = 0.019$; 30cm: $t = 2.95$, $p = 0.025$). Esta diferencia también se encontró en el sitio de la Cuenca II, pero sólo para los 0cm ($t = 2.67$, $p = 0.28$) y 10cm de profundidad ($t = 2.34$, $p = 0.047$).

Mayo es el mes con la mayor presencia de mantillo en el suelo (Patiño 1990), y se podría esperar que las temperaturas de éste no fueran muy altas debido a un efecto de aislamiento térmico por parte de la hojarasca. Sin embargo, mayo también es uno de los meses de mayor temperatura del suelo (figura 20). Por otro lado, mayo se encuentra al final de la época seca y es el mes con el menor índice de área foliar (Maass et al., 1995), lo que permite que una gran cantidad de radiación llegue al suelo y lo caliente. Esto sugiere que la cantidad de hojas en el dosel de los árboles juega un papel importante en la determinación de la temperatura del suelo. Esta observación, se confirma al analizar las diferencias en temperatura del suelo entre los sitios de medición, donde se detectaron temperaturas del suelo significativamente más altas en invierno y la época seca en el sitio de la Cuenca I que en el sitio de la Cuenca II. El sitio de la Cuenca I tiene contenidos de mantillo más altos, pero la vegetación está menos desarrollada (cuadro 2), lo que permite que una mayor cantidad de

energía solar llegue al suelo; además la torre de monitoreo de la Cuenca I está ubicada en una pendiente con exposición al sur.

5.4.2. Patrón diario. Para el análisis diario de los resultados de temperatura del suelo se utilizaron los meses de mayo, septiembre y diciembre de 1995 en los dos sitios (Cuencas I y II).

En la figura 21a se muestra el patrón de promedios diarios de la temperatura del suelo en los dos sitios de monitoreo en el mes de mayo. El patrón que se observa es muy similar en los dos sitios; la Cuenca II presenta valores de temperatura del suelo por debajo de los registrados en la Cuenca I.

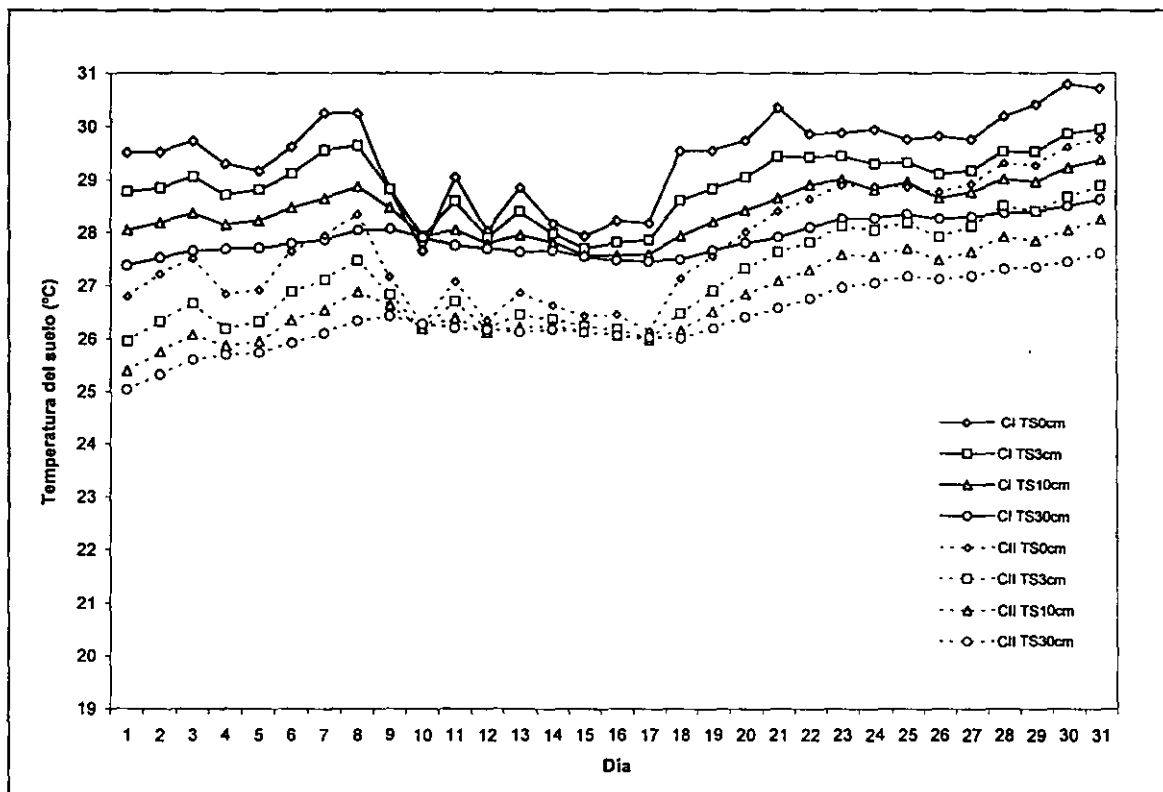


Figura 21a. Promedios diarios de la temperatura del suelo (TS) en las Cuencas I y II, en mayo de 1995, a cuatro profundidades distintas.

A pesar de la regularidad que se observa en el patrón a lo largo de todo el mes, donde se distingue un aumento gradual de la temperatura del suelo hacia finales del mes, en la figura 21a se observa cómo en ambas cuencas se presenta una disminución de la temperatura en las cuatro profundidades monitoreadas, a partir del día 9 y hasta el día 17 de mayo, rompiendo la continuidad del patrón. Al igual que con los valores de temperatura del aire, la

disminución de los valores de la radiación (figura 13a) durante estos días, puede explicar esta caída de la temperatura del suelo. Para este mes se observa que la mayor temperatura del suelo se presenta a nivel superficial (0 cm) y como se verá más adelante, hay una mayor oscilación de los valores de temperatura del suelo que en otros meses.

En la figura 21b se muestra el patrón de la temperatura diaria del suelo para el mes de septiembre, donde se observa cómo la diferencia de la temperatura disminuye tanto entre las dos cuencas como entre las distintas profundidades. Para este mes, los valores de temperatura del suelo, en los dos sitios, se encuentran dentro del mismo intervalo. Se observa cómo la temperatura diaria del suelo tiende a ser muy constante a lo largo de todo el mes; sin embargo, se observa cómo varía la temperatura del suelo los días 2-3 y 13-14, días donde se registraron eventos de precipitación de gran cantidad de lluvia (144.6 mm y 83.5 mm respectivamente). A diferencia del mes de mayo, en el mes de septiembre se observó que algunos días asociados a eventos de precipitación, la temperatura del suelo más alta se registra a 30 cm de profundidad, así como la temperatura del suelo más baja se registra a 0 cm.

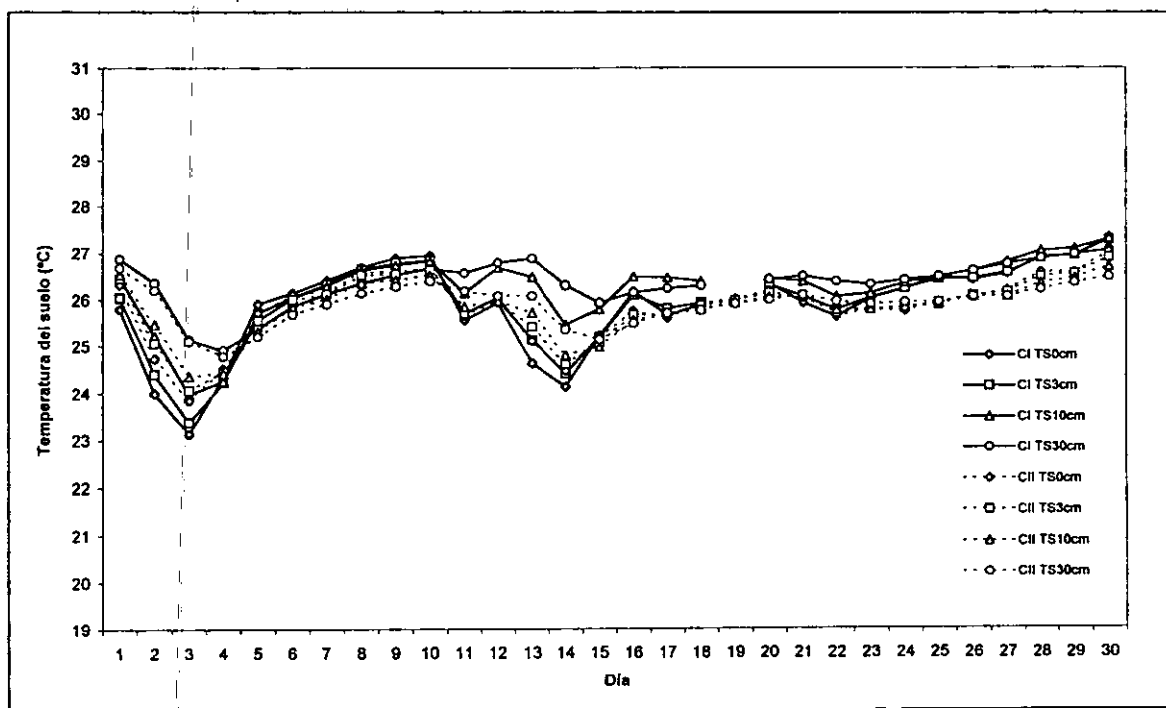


Figura 21b. Promedios diarios de la temperatura del suelo (TS) en las Cuencas I y II, en septiembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.

En el mes de diciembre (figura 21c), nuevamente se observa una diferenciación de la temperatura del suelo entre los sitios de la Cuenca I y la Cuenca II, así como entre las distintas profundidades. La temperatura se mantiene relativamente constante a 30 cm de profundidad donde se presenta la temperatura más alta a lo largo del mes, la oscilación diaria de la temperatura del suelo aumenta hacia la superficie y la temperatura disminuye. De esta forma, la temperatura a 0 cm presenta la mayor oscilación diaria y las temperaturas del suelo más bajas del mes. Esta situación se presenta en las dos cuencas, siendo ambos patrones muy similares.

En la figura 21c se observa cómo en los días donde se presentan los picos máximos de temperatura del suelo, la diferencia de la temperatura entre las profundidades tiende a disminuir considerablemente. En estos casos la mayor temperatura se registró a nivel superficial (0 cm) y disminuye con la profundidad.

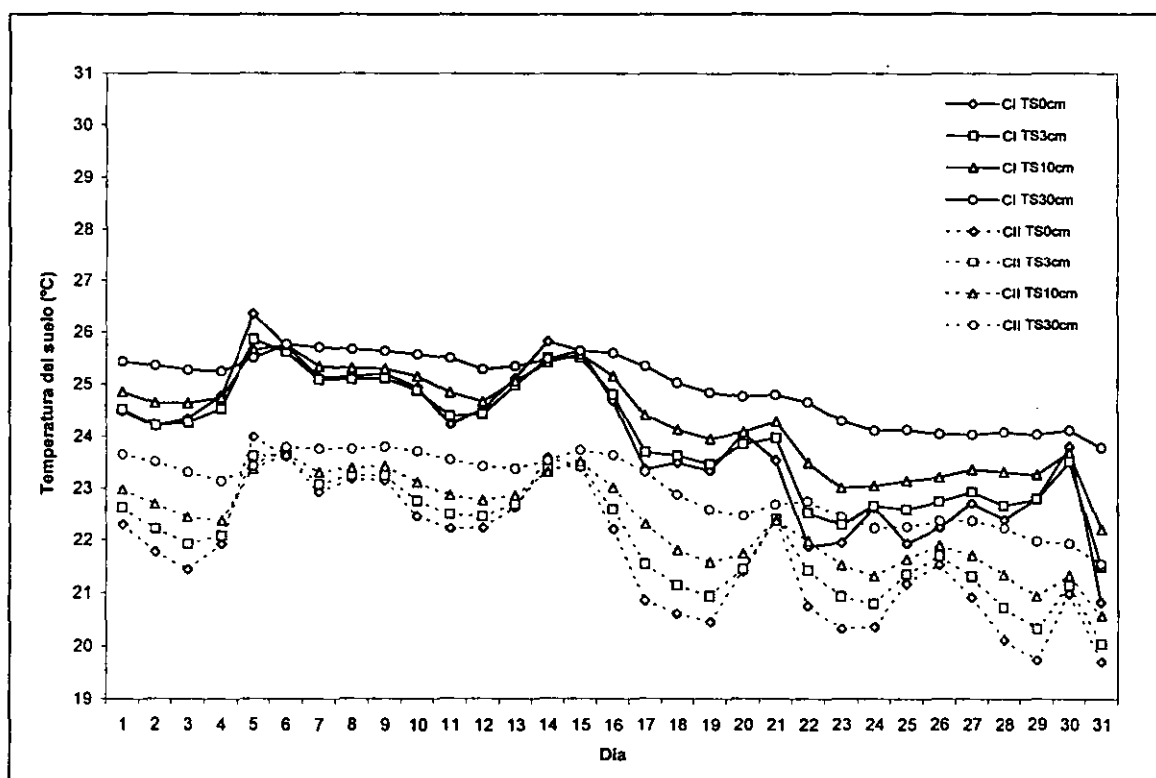


Figura 21c. Promedios diarios de la temperatura del suelo (TS) en las Cuencas I y II, en diciembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.

5.4.3. Patrón horario. En la figura 22a se muestra el patrón de la temperatura del suelo a lo largo del día 30 de mayo en la Cuenca I, día de mayor temperatura del suelo para este mes. La hora del día donde se presentó la temperatura del suelo más alta fue a las 14:00 h, con un

registro de 41.2°C, a 0 cm. La hora donde se presentó la temperatura del suelo más baja fue a las 6:00 h, con un registro de 25.2°C, de igual forma a 0cm. Este patrón sinoidal tan marcado se da en condiciones donde el suelo se presenta seco y el dosel carece de follaje. Lo primero que es importante notar a esta escala, es que los picos máximos de temperatura del suelo no se dan a la misma hora en las distintas profundidades a las que se realizó el monitoreo, sino que están desfasados un par de horas conforme la medición se hace a mayor profundidad. Esto es, el pico de temperatura a 3 cm se presenta aproximadamente un par de horas después del pico a 0 cm, a su vez, el pico a 10 cm se presenta cuatro horas después del pico a 0 cm y 2 h después del pico a 3 cm (figura 22a).

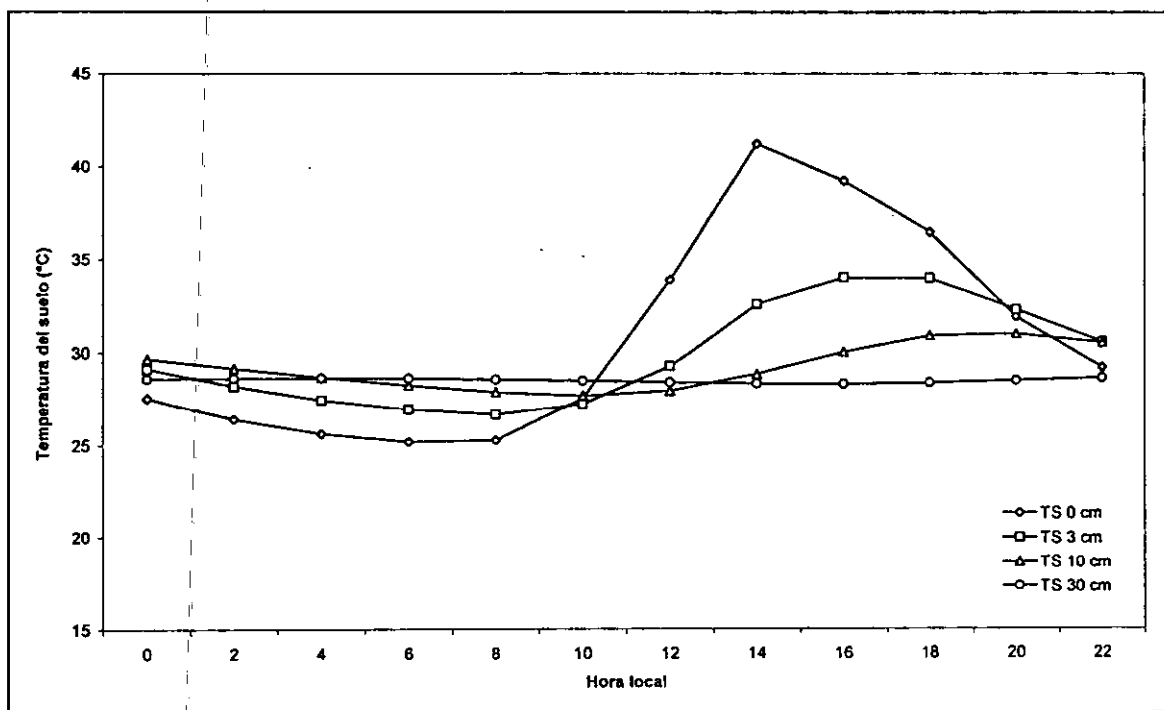


Figura 22a. Promedios horarios de la temperatura del suelo (TS) en la Cuenca I, el día 30 de mayo de 1995, a cuatro profundidades distintas.

Durante el mes de mayo se presentó una variación muy grande de la temperatura del suelo a nivel superficial (hasta 20°C en un día), y temperaturas prácticamente constantes a 30 cm de profundidad (< de 1°C de variación diaria). En este sentido, la oscilación horaria de los valores de temperatura del suelo a lo largo del mes de mayo presentó, a nivel superficial, un intervalo que va de los 41.8°C como valor máximo registrado y 20.6°C como valor mínimo con una desviación estándar de 5.7°C. A 3 cm de profundidad se registró un valor máximo de temperatura del suelo de 35.4°C y un valor mínimo de 23.7°C con una d.e. 2.9°C. A 10 cm de

profundidad se registró un valor máximo de 31.0°C y un valor mínimo de 26.0°C con una d.e. 1.2°C. A 30 cm de profundidad se registró un valor máximo de 28.8°C y un valor mínimo de 27.2°C con una d.e. 0.4°C.

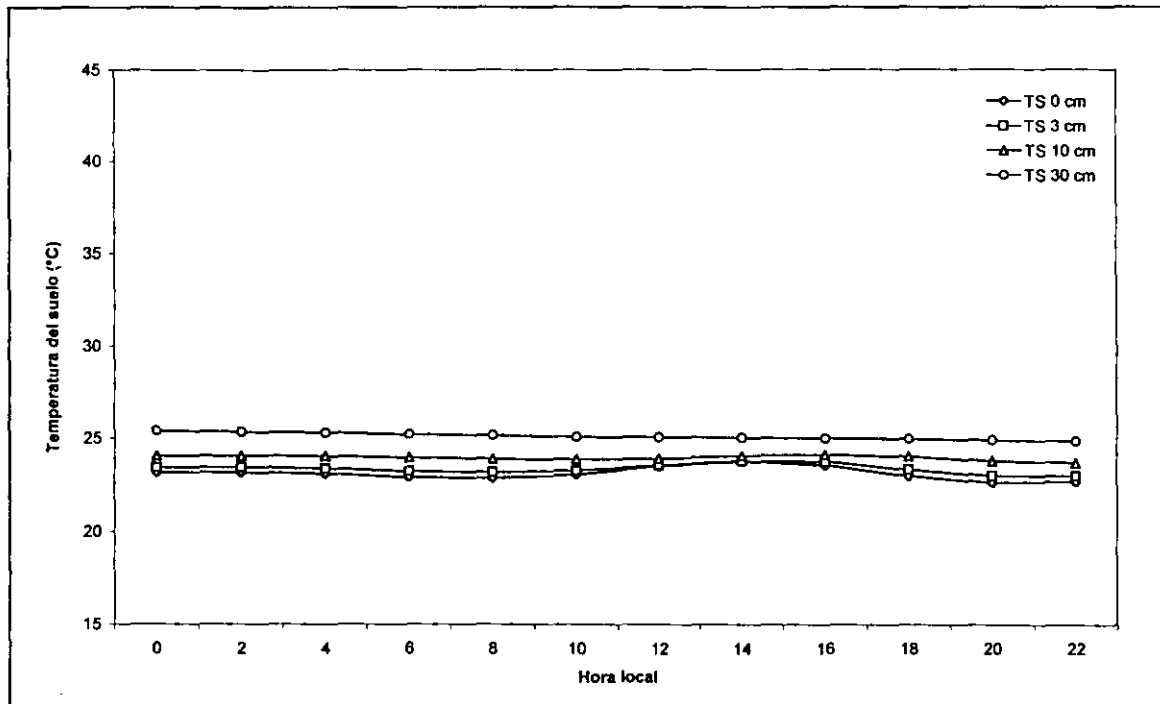


Figura 22b. Promedios horarios de la temperatura del suelo (TS) en la Cuenca I, el día 3 de septiembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.

La presencia de humedad en el suelo rompe con el patrón mostrado en la figura 22a, característico de la época seca, ya que la capacidad que tiene éste para transmitir y almacenar la energía depende, en gran medida, de su contenido de agua (Rosenberg, 1983). El patrón que se observa durante el día 3 de septiembre de 1995 en la Cuenca I (figura 22b), muestra claramente el efecto que la humedad del suelo tiene en la estabilización de la temperatura edáfica. En este día, el intervalo de temperatura superficial no rebasó los 5°C, en comparación a los 20 °C que se observaron en mayo. Durante los días de lluvia, no sólo la oscilación de la temperatura disminuye marcadamente, sino que además, las temperaturas superficiales se mantienen relativamente constantes a lo largo del día y por debajo de las temperaturas a horizontes más profundos.

Esto sugiere que la poca radiación que alcanza el suelo en los días lluviosos es transmitida eficientemente a horizontes más profundos. La sincronía que se observa en los picos de temperatura durante el evento lluvioso a diferencia del desfase que se observa en la

figura 22a, es otra evidencia clara de la mejor conducción del calor que se da con suelos mojados.

A lo largo del mes de septiembre se registró una temperatura del suelo máxima, a nivel del suelo, de 29.3°C y una temperatura mínima de 22.6°C con una d.e. 1.4°C. A 3 cm de profundidad se registró un valor máximo de 28.2°C y un valor mínimo de 23.0°C con una d.e. 1.2°C. A 10 cm de profundidad se registró un valor máximo de 28.5°C y un valor mínimo de 23.7°C con una d.e. 0.9°C; y a 30 cm de profundidad se registró un valor máximo de 27.2°C y un valor mínimo de 24.8 °C con una d.e. 0.5°C. La oscilación horaria de los valores de temperatura del suelo disminuye en relación al mes de mayo.

En la figura 22c se muestra el patrón de promedios horarios de la temperatura del suelo para el día 5 de diciembre en la Cuenca I, un día sin lluvia, donde se observan variaciones a lo largo del día con el típico patrón senoidal, así como el desfase de los picos máximos de temperatura.

En la figura 22d se muestra el patrón de promedios horarios de la temperatura del suelo para el día 31 de diciembre de 1995 en la Cuenca I, donde se registraron eventos de precipitación. Es interesante observar cómo en este día la temperatura del horizonte más profundo (a 30 cm) es consistentemente más alta que la de los horizontes más superficiales. Como se mencionó arriba, esta situación de temperaturas más altas conforme se avanza con la profundidad se observó durante los días de lluvias en el mes de septiembre.

Durante el mes de diciembre la temperatura del suelo presentó, a nivel superficial, un valor máximo de 29.4°C y un valor mínimo de 18.7°C con una d.e. 2.5°C; a 3 cm de profundidad se registró un valor máximo de 27.4°C y un valor mínimo de 20.1°C con una d.e. 1.6°C; a 10 cm de profundidad se registró un valor máximo de 26.6°C y un valor mínimo de 21.5°C con una d.e. 1.1°C; y a 30 cm de profundidad se registró un valor máximo de 25.9°C y un valor mínimo de 23.4°C con una d.e. 0.7°C. La oscilación horaria de los valores de temperatura en este mes es mayor que en el mes de septiembre pero menor que en el mes de mayo.

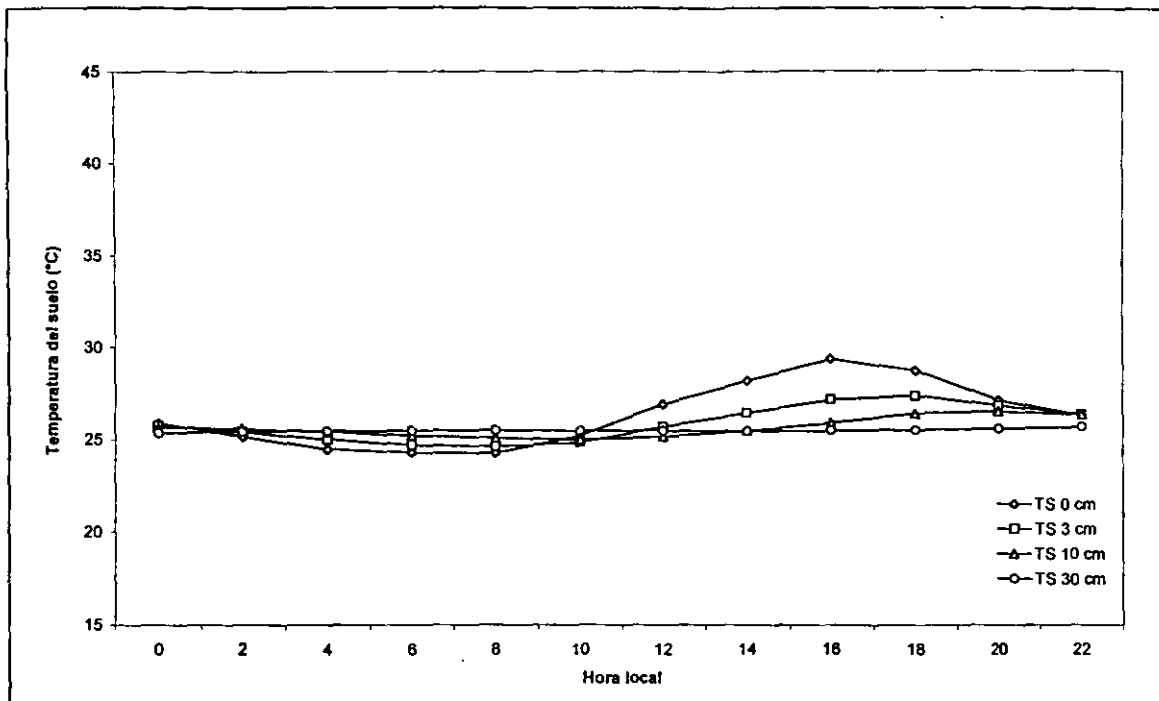


Figura 22c. Promedios horarios de la temperatura del suelo (TS) en la Cuenca I, el día 5 de diciembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.

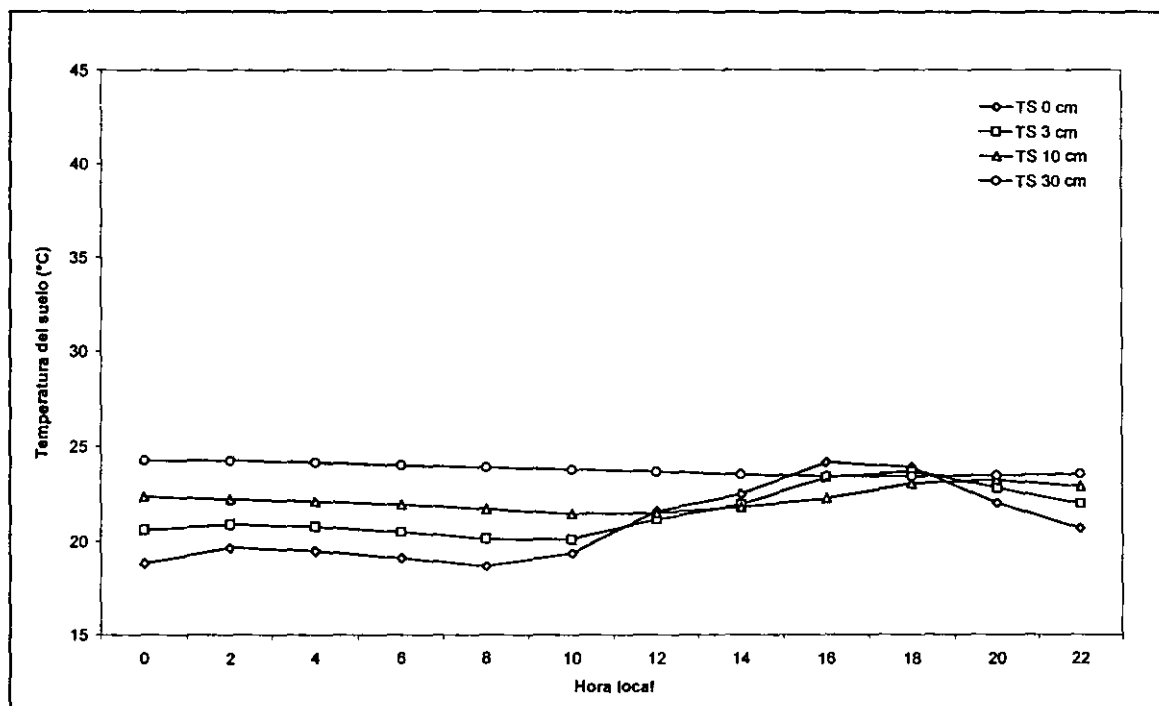


Figura 22d. Promedios horarios de la temperatura del suelo (TS) en la Cuenca I, el día 31 de diciembre de 1995, a cuatro profundidades distintas.

5.5. Humedad relativa del aire

Los sensores de Humedad Relativa (HR) presentaron gran inestabilidad a lo largo del monitoreo. Es importante hacer esta aclaración ya que no se obtuvo el registro de la HR para algunos meses. A pesar de esto se pueden observar las tendencias generales de la HR en los años analizados. En esta sección se presentan también los valores de déficit de presión de vapor (DPV). Los valores de DPV se obtuvieron a partir de los valores de humedad relativa y de temperatura del aire respectivamente (ver análisis de resultados).

El monitoreo de la HR se realizó a dos metros sobre el suelo (HR-2m) y a cuatro metros por arriba del dosel (HR-4AD), y para el análisis de los resultados se utilizaron los valores diurnos de HR (de las 6:00 h a las 20:00 h).

5.5.1. Patrón mensual. En la figura 23a se presenta el patrón de promedios mensuales de la humedad relativa. A principios de año, en la Cuenca I durante 1995, se presentan valores bajos de HR; estos meses son característicos de la época seca. En el mes de abril se registró el valor promedio mensual más bajo de HR. A dos metros de altura sobre el suelo (HR-2m) se obtuvo un promedio mensual de 68.3% con un error estándar de 1.13%. En el mismo mes se registró un promedio mensual por arriba del dosel (HR-4AD) de 71.1% con un e.e. 1.03 %. En este año, a partir del mes de abril, comienza el aumento de la HR mensual, en donde se observa un gran incremento en el mes de mayo a 77.3% con un e.e. 0.68% (HR-2m) y 81.8% con un e.e. 0.60% (HR-4AD). Como se mencionó en la sección correspondiente a los resultados de precipitación, en 1995 las lluvias se retrasaron un mes con relación a 1996, de esta forma la época de mayor HR se concentró en 1995 alrededor de los meses de agosto, septiembre y octubre. El mes donde se registró la mayor HR fue septiembre con una HR promedio mensual de 90.8% con un e.e. 0.46% (HR-2m) y de 89.8% con un e.e. 0.46% (HR-4AD). En este mes, el más lluvioso del año, se observa la disminución de los valores del error estándar con relación al mes de abril.

A partir del mes de septiembre se inicia el descenso, mes con mes, hasta el mes de marzo del siguiente año (1996), donde se registró la menor HR con un 74.5% y un e.e. 0.85% (HR-4AD). A diferencia de lo que ocurre en 1995, en este año también se observa un incremento en la HR de abril a mayo, sin embargo, este incremento es menor en mayo de 1996.

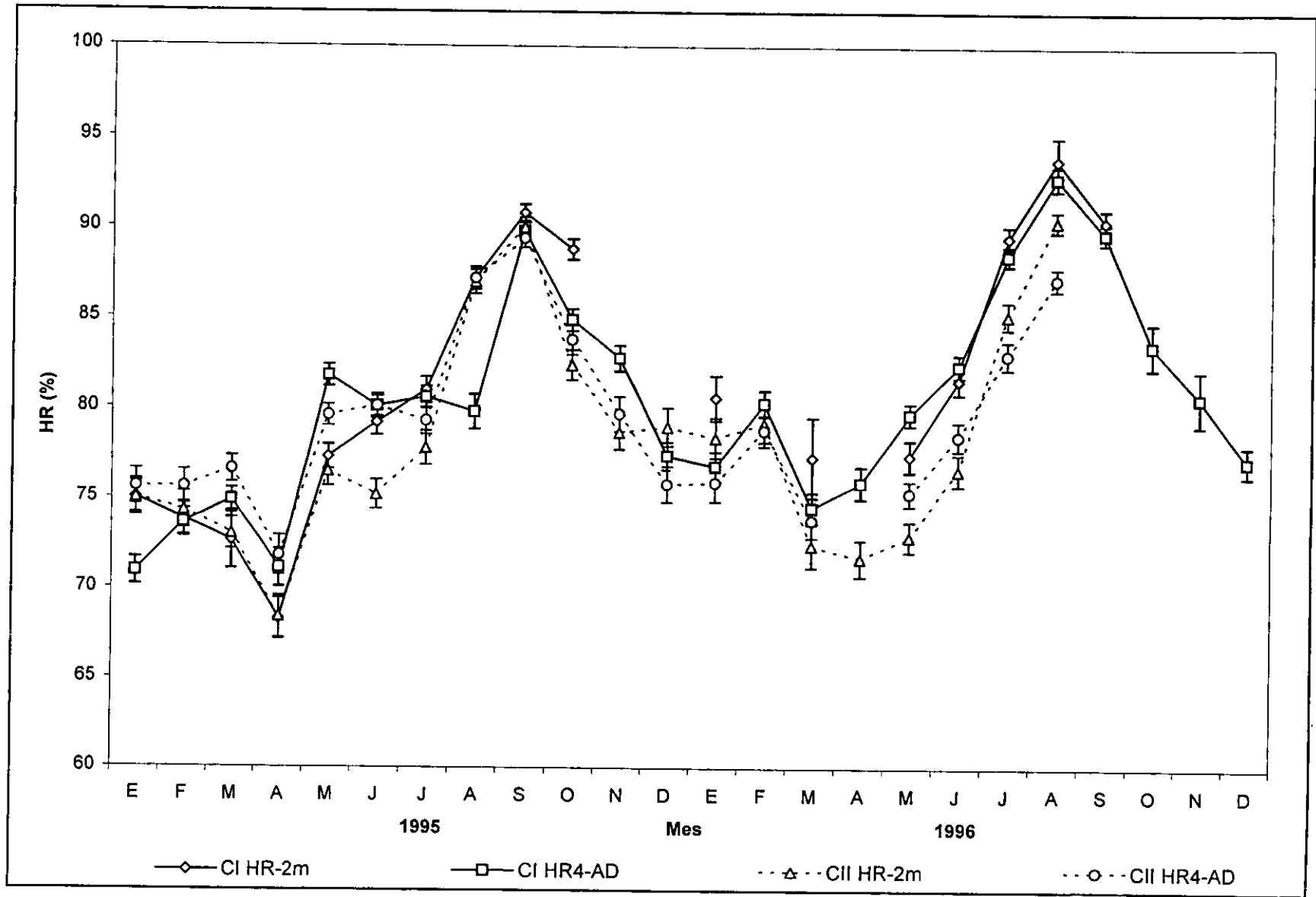


Figura 23a. Promedios mensuales (valores diarios) y errores estándar de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD), en las Cuencas I y II durante 1995 y 1996, a dos alturas distintas.

Para la Cuenca II se observa una tendencia a seguir el mismo patrón que el observado en la Cuenca I (figura 23a); en 1995 el valor promedio mensual más bajo de HR se registró en el mes de abril con un 68.4% y un e.e. 1.18% (HR-2m) y 71.8% con un e.e. 1.09% (HR-4AD). El valor promedio mensual más alto de HR se observó en septiembre con un 90.0% y un e.e. 0.54% (HR-2m) y un 84.9% con un e.e. 0.50% (HR-4AD). En abril de 1996 se registró el valor promedio mensual de HR más bajo, siendo este de 71.1% con un e.e. 1.0% (HR-2m). El mes que presentó una mayor HR fue agosto, en donde se registró una HR promedio mensual de 90.4% con un e.e. 0.56% (HR-2m) y de 87.2% con un e.e. 0.62% (HR-4AD).

Con respecto a la variación anual de la HR, una prueba de t pareada mostró que no hubo una diferencia significativa entre años: en la Cuenca I (HR 2m: $t=-2.95$, $p=0.025$; HR-4AD: $t=-1.97$, $p=0.074$); y en la Cuenca II (HR 2m: $t=-2.05$, $p=0.079$; HR-4AD: $t=-0.47$, $p=0.854$).

En la figura 23b se observa el patrón del DPV para las Cuencas I y II durante 1995 y 1996. Se puede observar una relación inversa entre la HR y el DPV. En este sentido, durante 1995 en la Cuenca I, se observó en el mes de abril el mayor DPV, siendo éste de 11.9 mb con un e.e. 0.52 mb (DPV-2m). En el mes de septiembre, donde se presentó la HR más alta se registró el valor más bajo de DPV con 3.66 mb con un e.e. 0.20 mb (DPV-2m) y 3.94 mb con un e.e. 0.19 mb (DPV-4AD). En 1996, el DPV más alto se registró en el mes de marzo con un valor de 7.96 mb con un e.e. 0.33 mb (DPV-4AD). En este mismo año el valor mensual más bajo de DPV se presentó en agosto, 2.83 mb con un e.e. 0.27 mb (DPV-4AD).

En la Cuenca II durante 1995 el valor más alto de DPV se registró en el mes de abril con 10.64 mb con un e.e. 0.52 mb (DPV-2m) y 9.14 mb con un e.e. 0.44 mb (DPV-4AD). El valor más bajo fue de 3.93 mb con un e.e. 0.23 mb (DPV-2m) y de 4.36 mb con un e.e. 0.22 mb (DPV-4AD) en el mes de septiembre. En 1996 el patrón mensual de DPV fue similar al de 1995, aunque ligeramente más bajo.

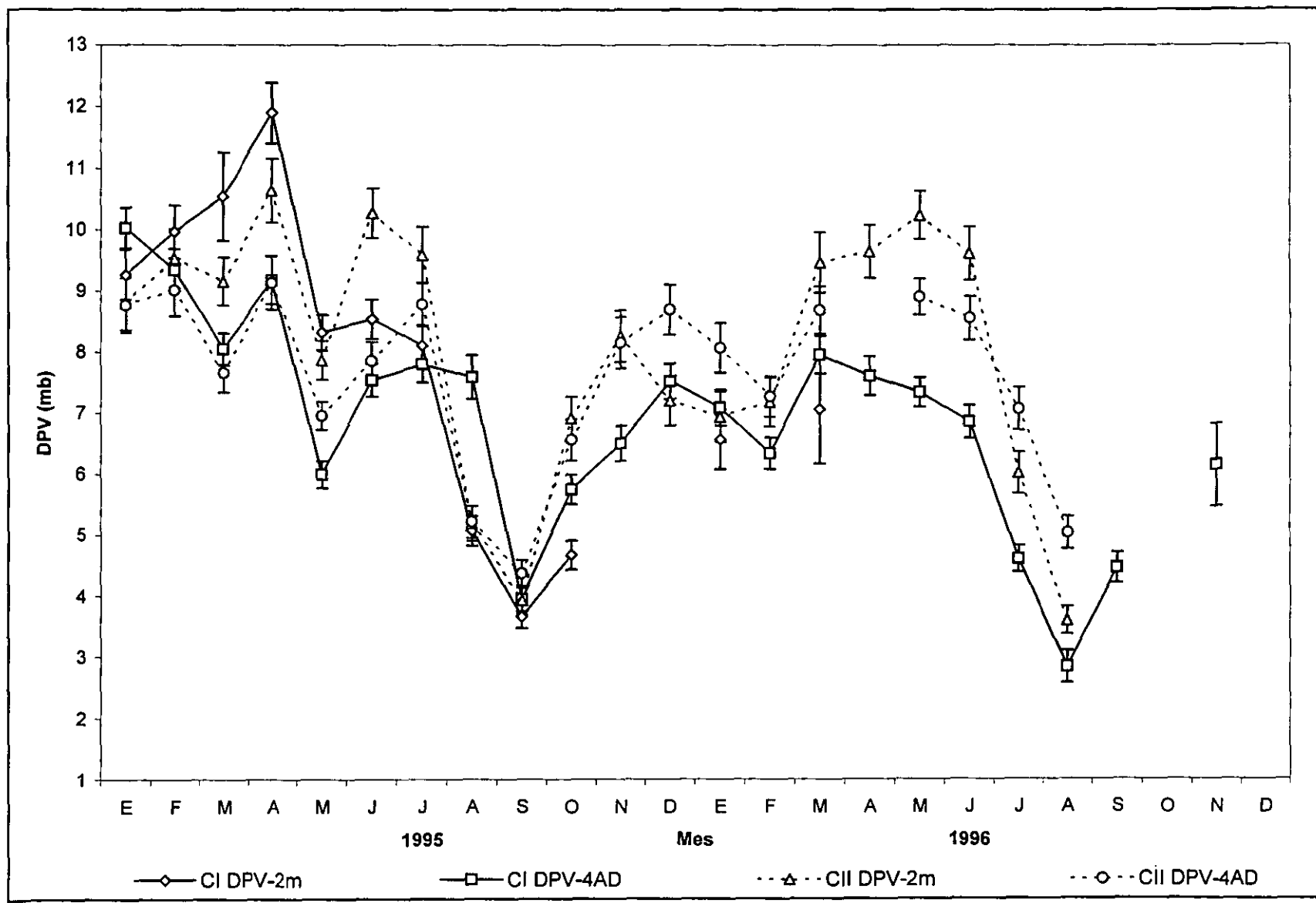


Figura 23b. Promedios mensuales (valores diarios) y errores estándar del déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en las Cuenca I y II durante 1995 y 1996, a dos alturas distintas.

Utilizando los valores reportados para la isla de Barro Colorado entre 1976 y 1980 (Dietrich, *et.al.*, 1990) se compararon los resultados obtenidos de HR. Los valores se encuentran dentro del mismo intervalo, no obstante que en Barro Colorado llueve mucho más. Difieren, sin embargo, en la estacionalidad. Esto se debe en gran parte al patrón de precipitación, ya que en la Isla de Barro Colorado la época de lluvias abarca de mayo a diciembre y las tormentas ciclónicas ocurren en abril y diciembre.

5.5.2. Patrón diario. Para el análisis de los promedios diarios se utilizaron los meses de mayo, septiembre y diciembre de 1995 en las dos cuencas. En la figura 24a se presenta el patrón de promedios diarios de HR para el mes de mayo, en el que se observa cómo los valores oscilaron entre el 67% y el 85% de HR, y hay muy poca variación dentro del mes. En la Cuenca I se observó un valor promedio diario máximo de 84.8% (HR-2m) y de 85.5% (HR-4AD). El valor promedio diario más bajo registrado fue de 67.5% (HR-2m) y por arriba del dosel se registró un valor mínimo de 75.5%. En este mes se observó una tendencia donde se presentaron los valores de HR más altos en los registros realizados por arriba del dosel (HR-4AD) y los más bajos a dos metros de altura (HR-2m). Es importante resaltar que mayo es un mes de secas, no obstante, hay un gran aporte de humedad al ambiente proveniente del mar.

En la Cuenca II (figura 24a) también se observa la tendencia a presentarse los valores más altos de HR por arriba del dosel (HR-4AD) y los valores diarios de HR se encuentran dentro del mismo intervalo que los registrados en la Cuenca I. El valor promedio diario máximo de HR registrado en la Cuenca II fue de 79.8% (HR-2m) y de 84.2% (HR-4AD); el valor promedio diario mínimo fue de 70.7% (HR-2m) y de 70.0% (HR-4AD). En la Cuenca II también se observa la tendencia a presentarse los valores diarios de HR más altos por arriba del dosel.

En la figura 24a se presenta el patrón diario de DPV para el mes de mayo, donde se puede apreciar una relación en donde los días de menor HR coinciden también con los días de mayor DPV. El valor promedio diario más alto de DPV fue de 12.2 mb (DPV-2m) y de 8.2 (DPV-4AD). Los días de mayor HR coinciden a su vez con los días de menor DPV. El valor diario más bajo de DPV fue de 5.7 mb (DPV-2m) y de 4.3 mb (DPV-4AD). En este mes el mayor DPV tiende a presentarse por abajo del dosel.

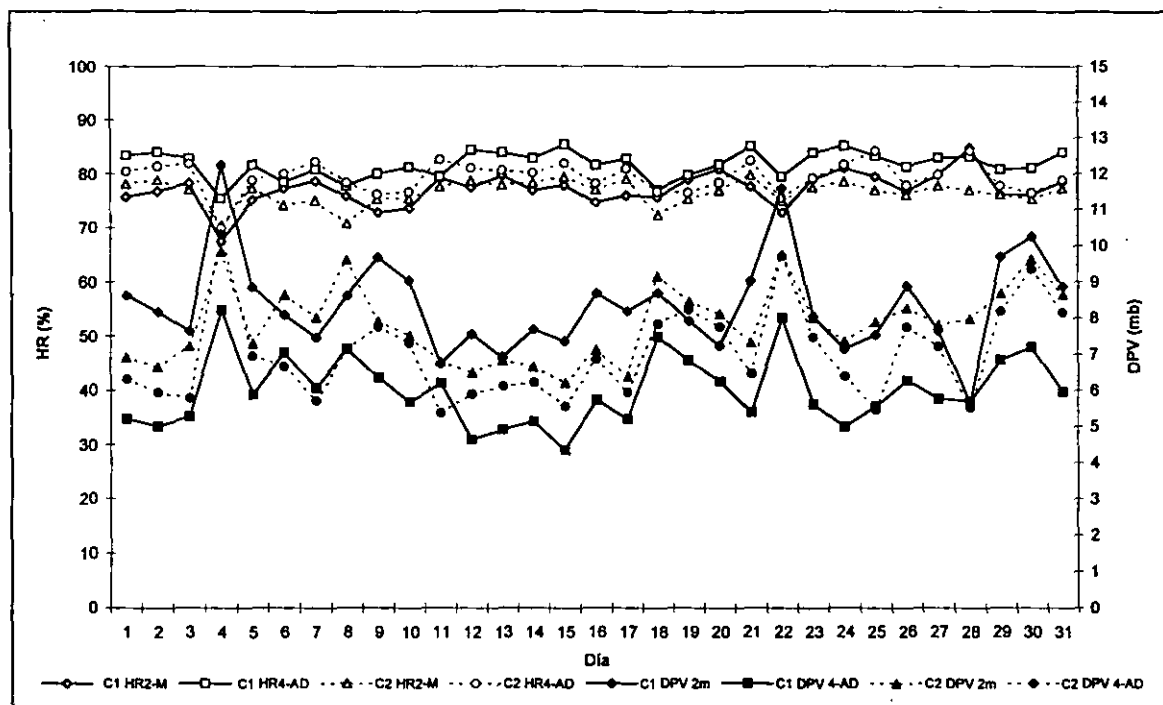


Figura 24a. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV 2m y DPV-4AD), en las Cuencas I y II en mayo de 1995, a dos alturas distintas.

Con relación a la Cuenca II (figura 24a), el valor promedio diario más alto de DPV fue de 9.8 mb (DPV-2m) y de 10.3 mb (DPV-4AD), y el valor promedio diario mínimo de DPV fue de 6.2 mb (DPV-2m) y de 5.4 mb (DPV-4AD).

Durante el mes de septiembre (figura 24b) los valores diarios de HR se mantuvieron alrededor del 90%. Este mes, típicamente de lluvias, presentó un valor promedio diario máximo de 95.8% (HR-2m) y 98.2% (HR-4AD), y un valor promedio mínimo de 85.9% (HR-2m) y 82.1% (HR-4AD).

En la Cuenca II se registró un valor promedio diario máximo de 99.4% (HR-2m) y 96.6% (HR-4AD), y un valor promedio mínimo de 84.1% (HR-2m) y 84.5% (HR-4AD). Los valores diarios de HR tanto en la Cuenca I como en la Cuenca II se encuentran prácticamente dentro del mismo intervalo, presentándose patrones muy similares. Se puede observar cómo los valores diarios más altos se presentan en los días de mayor precipitación del mes (días 3 y 14).

En el mes de septiembre los valores diarios de DPV disminuyeron significativamente con relación al mes de mayo (figura 23b), y en la Cuenca I se observó

un valor promedio diario máximo de DPV de 7.2 mb (DPV-4AD) y 6.4 mb (DPV-2m), y el valor promedio mínimo fue de 1.6 mb (DPV-2m) y 0.5 mb (DPV-4AD). Por otro lado, en la Cuenca II se presentó un valor promedio diario máximo de DPV de 6.3 mb (DPV-2m) y 6.4 mb (DPV-4AD), y un valor promedio mínimo de 0.2 mb (DPV-2m) y 1.1 mb (DPV-4AD).

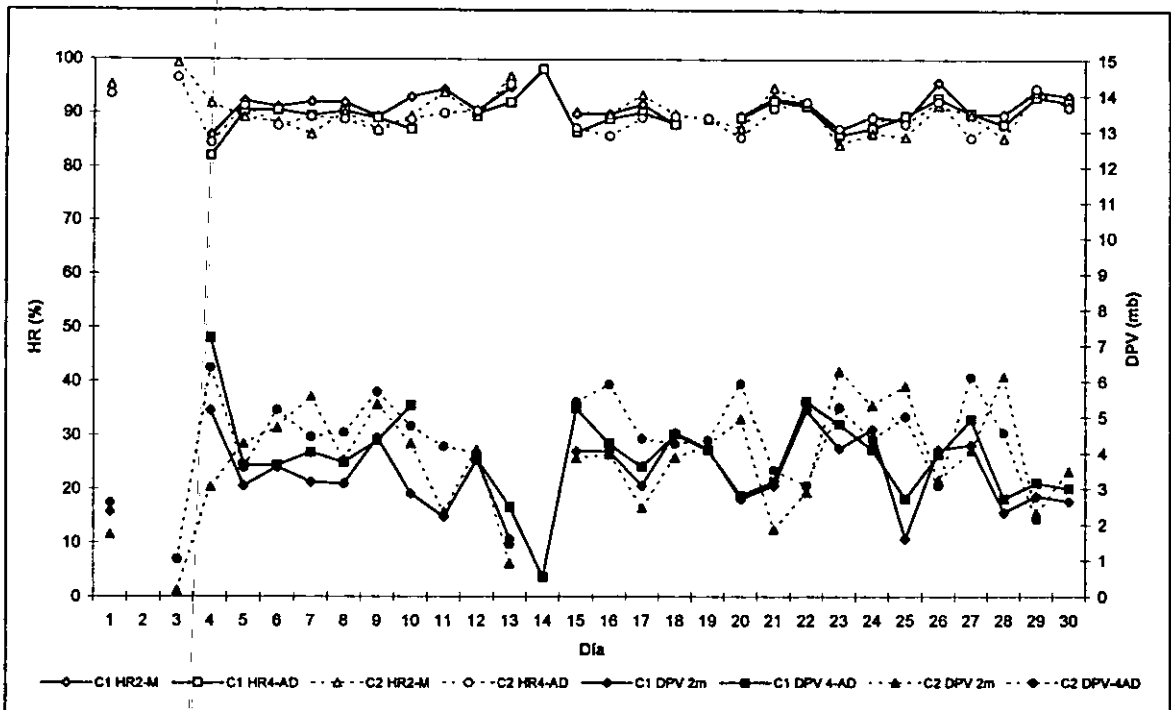


Figura 24b. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en las Cuenca I y II en septiembre de 1995, a dos alturas distintas.

A finales de la época de lluvias, en el mes de diciembre (figura 24c), los promedios diarios de HR disminuyen con relación a mayo y septiembre. En la Cuenca I sólo se cuenta con los registros realizados por arriba del dosel (HR-4AD), y los valores de HR presentaron un intervalo que va del 62.4% al 87% observándose una mayor variación intermensual. En este mes se registró un DPV promedio diario máximo de 13.1 mb, coincidiendo con el valor más bajo de HR registrado para el mes. Por otro lado, el valor promedio diario más bajo de DPV fue de 4.2 mb, donde también coincide con el valor diario más alto de HR del mes.

La Cuenca II presentó un valor promedio diario máximo de 84.8% (HR-2m) y 84.0% (HR-4AD), y un valor promedio mínimo de 70.4% (HR-2m) y 62.2% (HR-4AD).

En este sentido el valor promedio diario máximo registrado de DPV en la Cuenca II fue de 10.4 mb (DPV-2m) y de 14.1 mb (DPV-4AD), y el valor promedio mínimo fue de 4.1 mb (DPV-2m) y 5.7 mb (DPV-4AD).

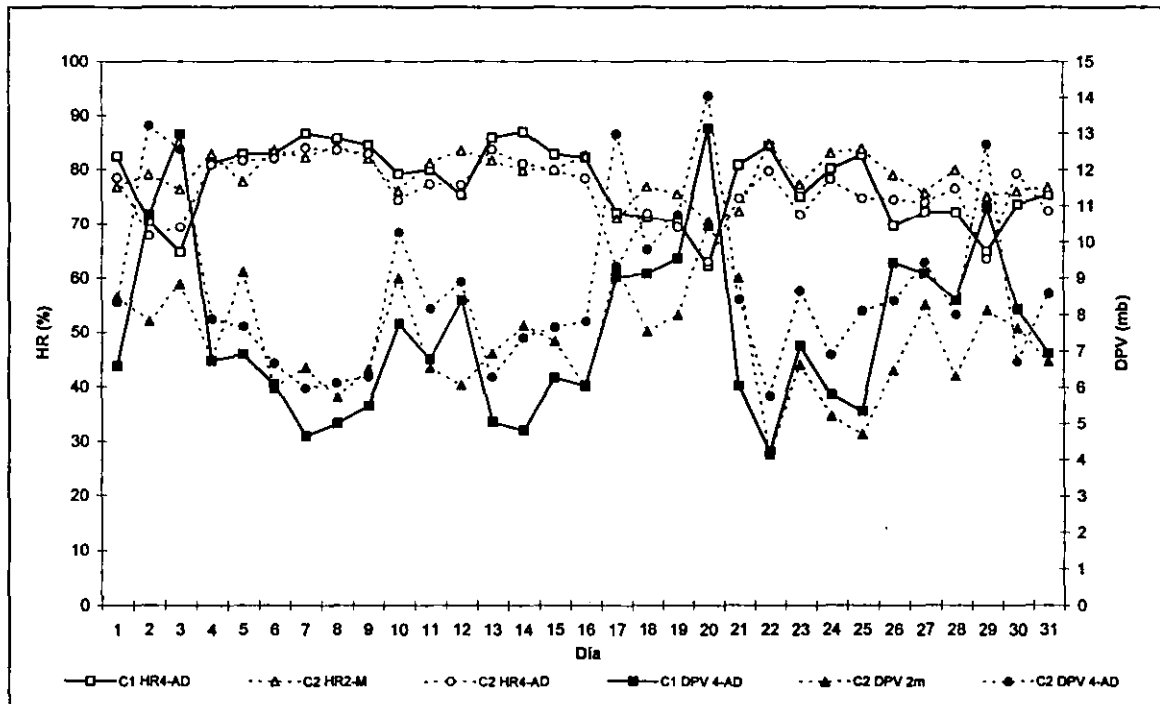


Figura 24c. Promedios diarios (valores diurnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en las Cuencas I y II en diciembre de 1995, a dos alturas distintas.

5.5.3. Patrón horario. En la figura 25a se presenta el patrón de promedios horarios para el día 28 de mayo (1995) en la Cuenca I. Los niveles más altos de humedad relativa se presentaron durante la noche y las primeras horas de la mañana, entre las 22:00 h y las 8:00 h. En este caso se observó que la mayor HR se registró a dos metros sobre el suelo (HR-2m) con un valor de 98.6% a las 4:00 h. A partir de las 8:00 h se presenta un decaimiento en la HR, registrándose el valor mínimo a las 12:00 h por abajo del dosel (HR-2m) y con un valor de 72.8%. Se observa también que la HR tiende a ser más alta por arriba del dosel (HR-4AD) entre las 12:00 h y las 18:00 h.

Para el mes de mayo, se registró un valor horario máximo de HR por abajo del dosel (HR-2m), incluyendo los valores diurnos y nocturnos de 99.7% y un valor horario mínimo de 47.7% con una desviación estándar de 11.8%, mientras que por arriba del dosel

(HR-4AD) se registró un valor horario máximo de 99.1% y un valor horario mínimo de 49.8% con una d.e. 9.6%.

El DPV (figura 25a) para el mismo día de mayo presenta un patrón inverso al observado con la HR. En este caso, los valores más bajos de DPV se presentan durante la noche y los valores más altos durante el día. El DPV más bajo registrado para este día fue de 0.41 mb por abajo del dosel (DPV-2m) a las 4:00 h y el valor más alto fue de 11.06 mb, a las 12:00 h en los registros realizados por abajo del dosel.

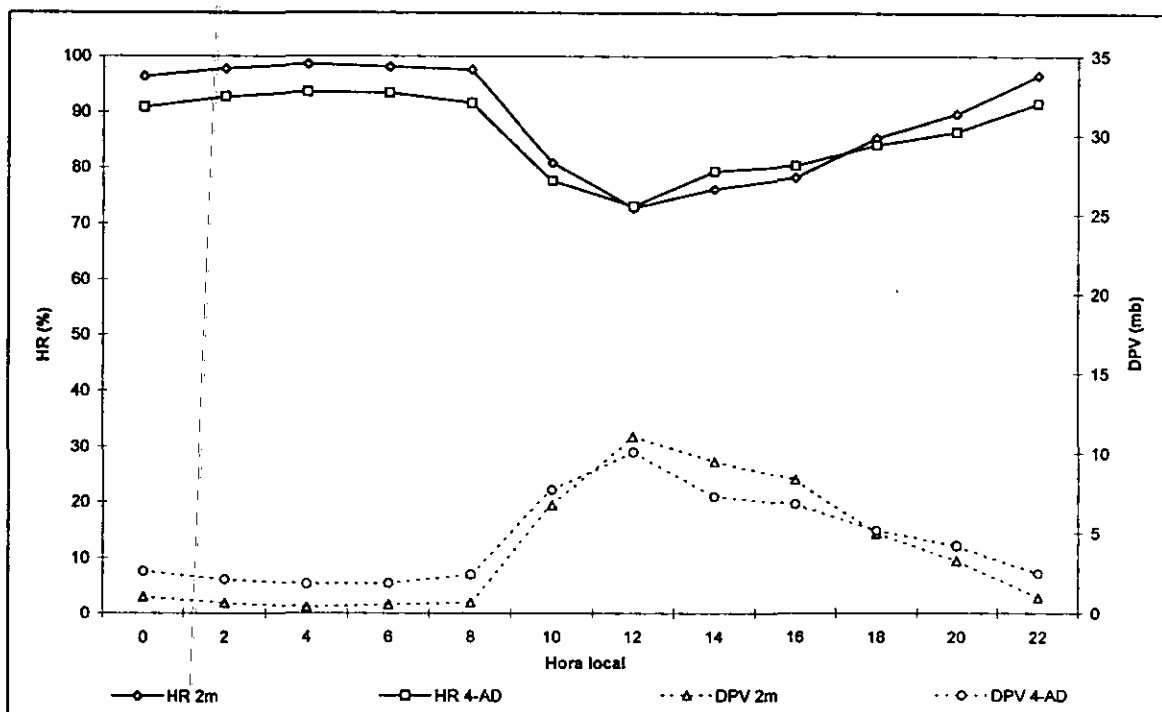


Figura 25a. Promedios horarios (valores diurnos y nocturnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en la Cuenca I el día 28 de mayo de 1995 a dos alturas distintas.

En la figura 25b se presenta el patrón horario de la HR y el DPV para el día 20 de septiembre de 1995 en la Cuenca I. De igual forma que en el mes de mayo, los valores altos de HR se presentaron durante la noche y la HR disminuye entre las 8:00 h y las 20:00 h. En este día el valor máximo de HR registrado fue de 99.2% (HR-2m) a las 2:00 h y el valor mínimo registrado fue de 81.4% (HR-4AD), a las 14:00 h. En la figura 25b también se observa que hay una tendencia donde la HR es más alta por abajo del dosel a lo largo de todo el día.

En este mes se registró un valor horario máximo de HR de 99.7% y un valor mínimo de 78.9% con una d.e. 5.3% (HR-2m). Por arriba del dosel (HR-4AD) se registró un valor máximo de 99.7% y un valor mínimo de 75.3% con una d.e. 6.0%. Este mes presenta una oscilación de los valores de HR menor al observado en mayo.

En la figura 25b se observa que el DPV tiende a ser más bajo en los registros realizados por abajo del dosel (DPV-2m). El valor mínimo de DPV registrado para este día fue de 0.25 mb y el valor máximo de DVP fue de 7.52 mb (DPV-4AD).

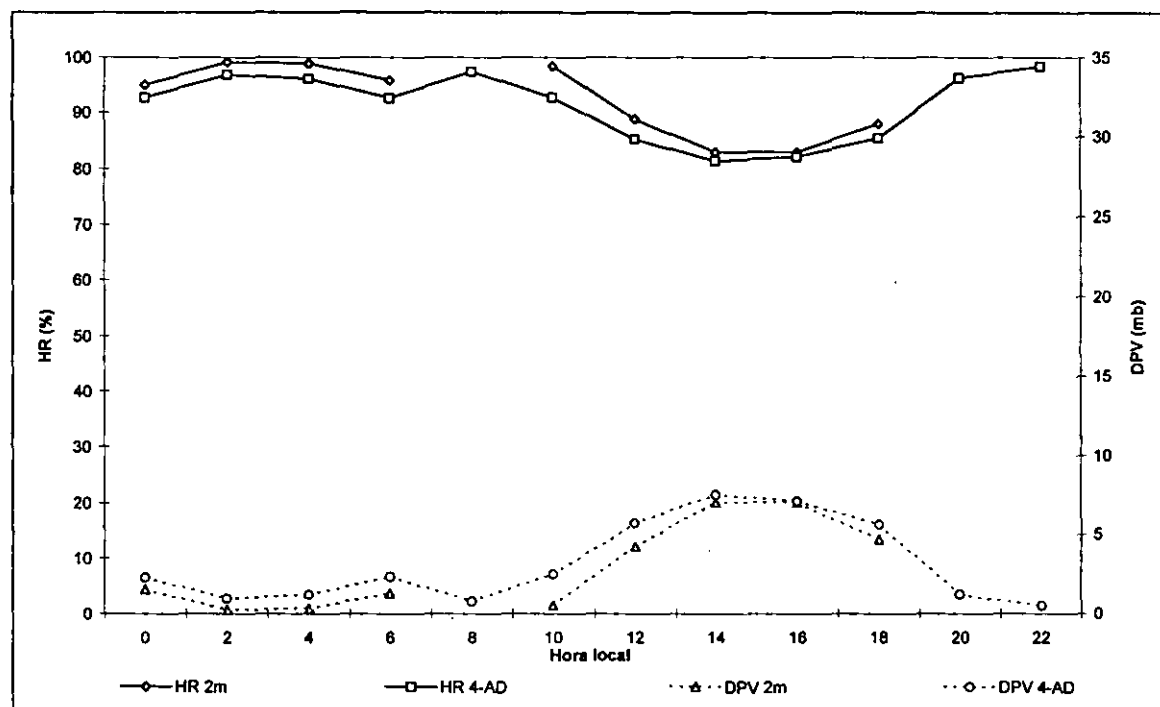


Figura 25b. Promedios horarios (valores diurnos y nocturnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en la Cuenca I el día 20 de septiembre de 1995, a dos alturas distintas.

En la figura 25c se presenta el patrón horario observado el día 20 de diciembre, uno de los días de menor HR en el mes. Solo se obtuvieron los registros realizados a cuatro metros por arriba del dosel. Se puede observar que a pesar de ser uno de los días de menor HR los valores nocturnos llegan a estar alrededor del 90% (87.0 % a las 22:00 h). En este día se registra una HR mínima de 44.4% a las 14:00 h. El DPV alcanzó un valor máximo de 22.5 mb a las 14:00 h y un valor mínimo de 3.8 mb a las 22:00 h. En este mes se registró un valor horario máximo de 99.7% y un valor mínimo de 44.4% con una d.e. 12.1%. La

oscilación de los valores de HR es mayor que la registrada en el mes de mayo, debido a los valores tan bajos de HR registrados en el mes.

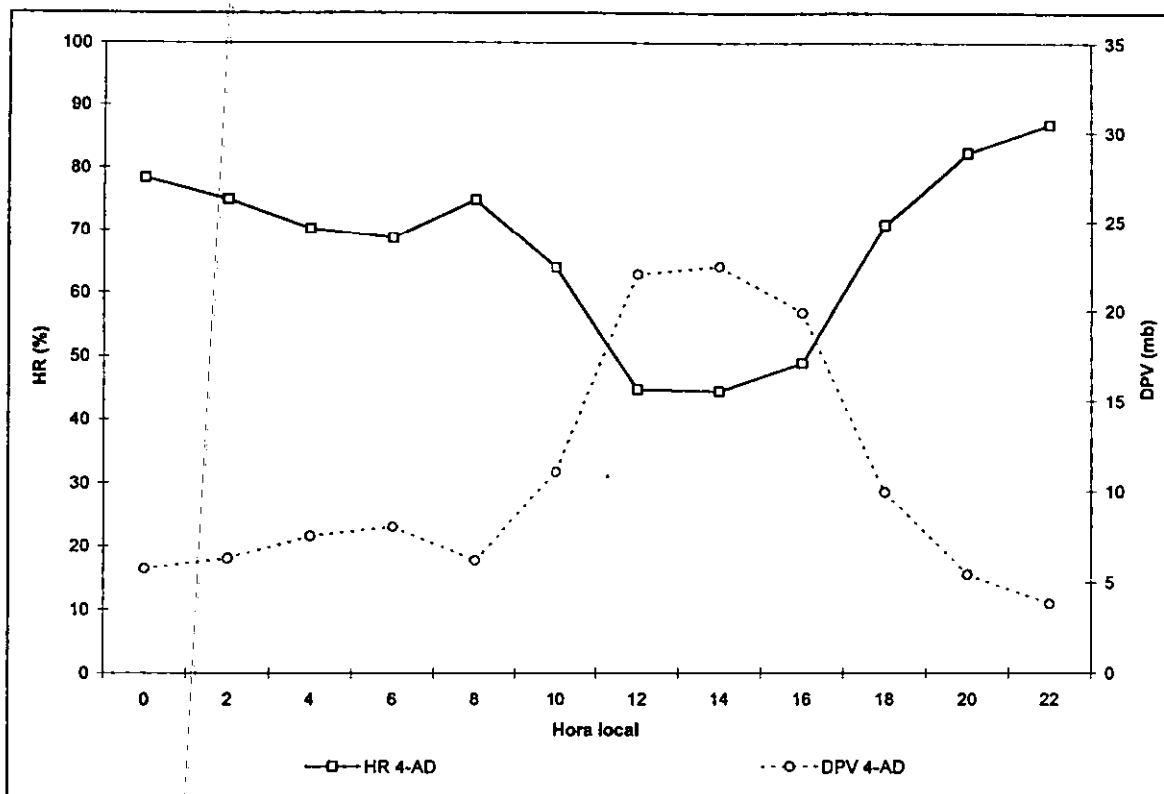


Figura 25c. Promedios horarios (valores diurnos y nocturnos) de la humedad relativa (HR-2m y HR-4AD) y el déficit de presión de vapor (DPV-2m y DPV-4AD), en la Cuenca I el día 20 de diciembre de 1995.

De manera general se puede decir que, a partir de los resultados obtenidos se observaron al menos dos estaciones en el año que se definen por la HR del aire. En este sentido, de enero a abril se presentan los valores mensuales de HR más bajos, haciendo de estos meses los más secos del año (generalmente marzo y abril). Por otro lado, se distinguen los meses de mayor humedad en el ambiente; este momento del año, íntimamente relacionado con los meses de mayor precipitación, estuvo distribuido a lo largo de tres meses (agosto, septiembre y octubre en 1995, y julio, agosto y septiembre en 1996).

Dada la relación que existe ente la temperatura y la presión de vapor en condiciones de saturación, la humedad relativa del aire a lo largo del día está inversamente relacionada

con las variaciones en la temperatura del aire, esto es, las temperaturas máximas del día coinciden con las mínimas de humedad relativa (Lowry, 1991). Esta relación se observa claramente en el patrón horario en el mes de mayo (figuras 19a y 25a), en donde se observa mayor HR y menor temperatura por debajo del dosel durante la noche, en contraste con una menor HR y mayores temperaturas por abajo del dosel durante el día.

Sin embargo, en el patrón mensual de temperatura del aire (figura 17) y en el patrón mensual de HR (figura 23a), esta relación no se distingue con claridad ya que se observa cómo los meses más calientes (junio a septiembre) son a su vez los meses con una HR más alta. Esto se puede explicar, en parte, a que estos meses coinciden con la época de lluvias, en la que se incorpora una gran cantidad de humedad en el ambiente. Además, durante la época de lluvias, disminuye la intensidad y frecuencia de los vientos, lo que probablemente influya para mantener la humedad del aire (Shaw, 1982). En la época de secas, no sólo hay una mayor frecuencia de vientos intensos (figura 26), sino que además, éstos tienen una mayor penetración debido a la disminución del índice de área foliar. Esto probablemente ayude a aumentar el grado de ventilación en el interior de la selva, generando una humedad del aire más baja. También en estas condiciones, el viento puede aportar algo de humedad al ambiente si éste proviene del mar y es húmedo.

Es interesante que aun en días secos, la HR en la noche generalmente alcanza valores cercanos al 100% (figura 25c). Esto seguramente se debe al hecho de que el sitio se encuentra a 2 km del mar, el cual representa una fuente permanente de humedad ambiental. En este sentido, la humedad del ambiente durante la noche puede tener algún efecto importante en el aporte de agua al sistema a través del rocío, influyendo de una u otra forma en la vegetación. Barradas y González-Medellín (1999) establecen que el rocío juega un papel importante en el desarrollo y sobrevivencia de algunas especies de la SBC, particularmente de las especies denominadas heliófilas, las cuales presentan una fenología asincrónica a las demás especies de la SBC (manteniendo las hojas durante la época de estío). Sin embargo, en el trabajo de Barradas y González-Medellín (1999) se establece también que el rocío generalmente no es un factor importante en el balance hídrico del sistema.

Un referente importante que se deriva de los resultados de HR y que expresa una relación directa con la dinámica de la vegetación en la SBC es el DPV. El DPV (que es la

diferencia entre la presión de vapor a saturación y la presión de vapor actual) es un indicador de que la sequedad del aire y las tasas de transpiración de las plantas están determinadas, en parte, por la magnitud del DPV. En un ambiente con un alto DPV existe una mayor presión sobre la vegetación a sufrir un incremento en la transpiración (Rosenberg, 1983). En este sentido, a partir de los resultados obtenidos, en el patrón horario se puede apreciar cómo las condiciones ambientales que propician una mayor transpiración en las plantas se dan en mayor magnitud durante el día, cuando disminuyen los valores de HR y aumenta el DPV. En el patrón mensual se separan los meses de la época seca de los meses de la época húmeda, distinguiéndose claramente los meses de mayor y menor HR, mencionados anteriormente. Esto haría suponer que hay una mayor transpiración de la vegetación en los meses de mayor DPV. Sin embargo, hay que considerar el tipo de vegetación de la SBC, ya que algunas especies pierden sus hojas para enfrentar el estrés hídrico durante esta época del año y además existen otros factores que juegan un papel clave en el nivel de transpiración de una comunidad vegetal, como por ejemplo, el tamaño de las hojas, la conductividad aerodinámica y la conductividad estomática (Barradas 1985).

5.6. Rapidez del viento

En la figura 26 se observa la distribución de frecuencias de la rapidez del viento. La clase predominante es la de 1 m/s o menos. Durante la época de secas, sobre todo en los meses de abril y mayo, y a principios de la época de lluvias, se registró la presencia de vientos de mayor intensidad, observándose ráfagas de entre los 2 y 3 m/s y por arriba de los 3 m/s. Conforme avanza la época de lluvias desaparecen los vientos de mayor rapidez; primero tienden a disminuir aquellos vientos que están en el orden de los 2 a 3 m/s, para dar lugar a un aumento en la presencia de aquellos vientos que están en el orden de 1 m/s.

En el mes de abril, el 60% de los datos registrados de rapidez del viento estuvieron dentro del intervalo de 0 a 1 m/s, el 12.9% de 1 a 2 m/s, el 23% de 2 a 3 m/s y el 4.1% fueron registros mayores a los 3 m/s. En este mes se registró un valor máximo de 4.6 m/s.

Al siguiente mes, en mayo, la presencia de vientos entre 0 y 1 m/s disminuyó ligeramente (a un 54.5%), mientras que hubo una mayor frecuencia en los vientos de entre 2 y 3 m/s, 24.9% de los datos registrados, y en los vientos con una rapidez mayor a los 3 m/s, 8.0%. Este es el mes donde se presentan, con más frecuencia, vientos de intensidades mayores a los 3 m/s. El valor máximo registrado en este mes fue de 4.8 m/s.

En junio comienza a disminuir la frecuencia de los vientos de mayor intensidad y a aumentar la frecuencia de los vientos de baja intensidad. Se observa que esta tendencia continúa a lo largo de la época húmeda haciéndose cada vez más marcada. En el mes de junio, el 56.2% de los registros de la rapidez del viento fueron del orden de 1 m/s, el 17.8% está entre 1 y 2 m/s, el 20.2% entre 2 y 3 m/s y tan sólo el 5.8% están por arriba de los 3 m/s. En este mes se registró la intensidad del viento más alta de los meses monitoreados que fue de 4.9 m/s.

Por otro lado, en septiembre, mes característico de la época de lluvias, las intensidades del viento registradas fueron muy bajas; el 89% de los datos registrados estuvieron en el orden de 1 m/s y el 20% restante entre 1 y 2 m/s. Para este mes, la rapidez del viento más alta que se registró fue de 2.1 m/s.

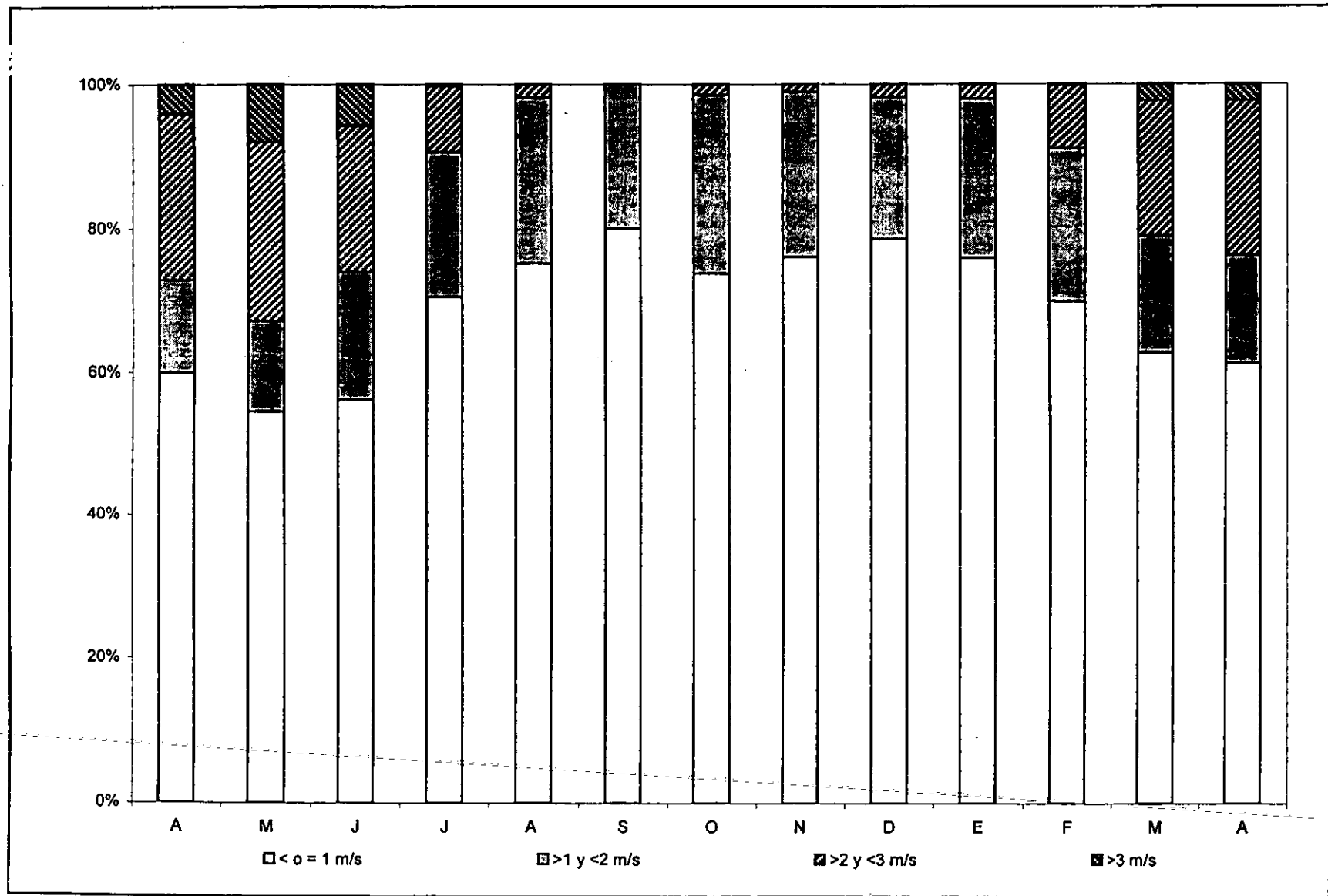


Figura 26. Frecuencia de la rapidez del viento en la Cuenca II, de abril de 1995 a abril de 1996.

Para el análisis de la rapidez del viento en el transcurso de un día se seleccionaron aquellos días representativos utilizados en las otras variables. En la figura 27a se presenta el patrón de la rapidez del viento para el día 10 de mayo (día de menor temperatura del aire en el mes) y el día 30 de mayo (día de mayor temperatura del aire para el mes). En estos dos días, la oscilación de la intensidad del viento durante la noche, entre las 0:00 h y hasta las primeras horas de la mañana, alrededor de las 8:00 h, se mantiene muy baja (< 0.5 m/s), y en algunos casos llega a presentar valores iguales a 0. Durante el día, entre las 9:00 h y las 19:00 h, se registraron los valores de rapidez del viento más altos, que oscilaron entre los 2 y 4.5 m/s. Las oscilaciones de la intensidad del viento aumentaron progresivamente hasta el valor máximo del día, alrededor de las 14:00 h, para luego comenzar a disminuir. A partir de las 21:00 h aproximadamente, la intensidad del viento disminuye nuevamente a los valores más bajos (0.5 m/s). La intensidad del viento en los dos días seleccionados presenta patrones similares y se encuentran dentro del mismo intervalo, sin embargo, la mayor rapidez del viento se observó el día 10 de mayo.

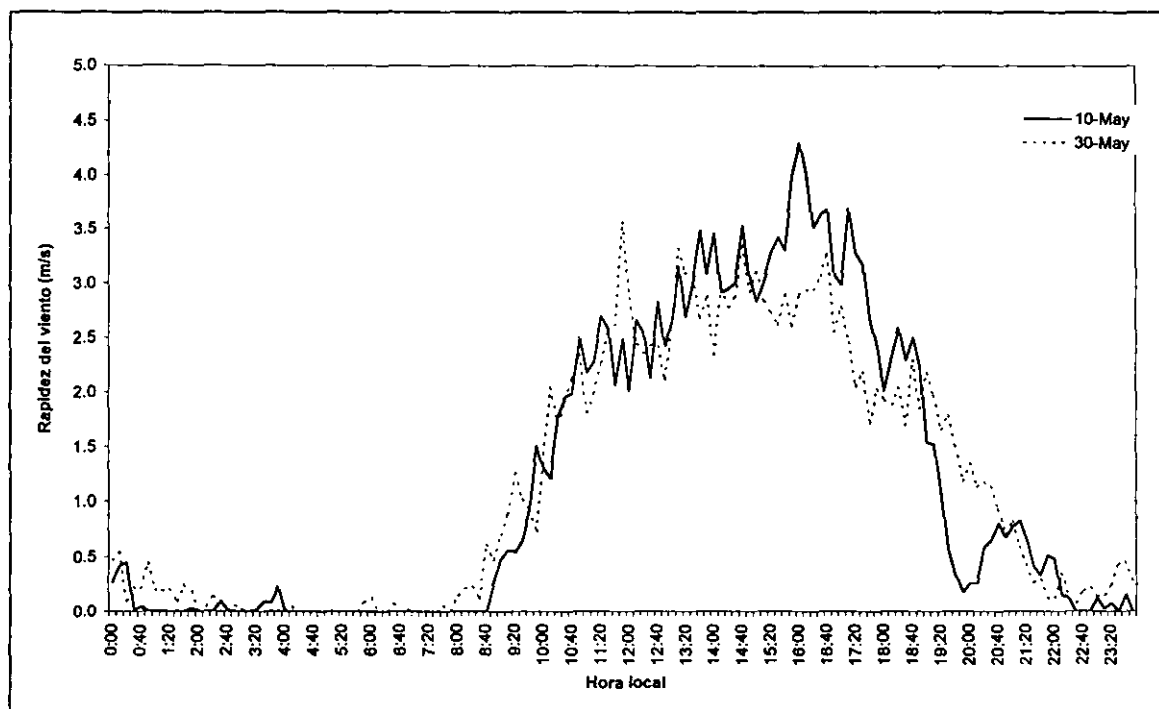


Figura 27a. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 10 y 30 de mayo de 1995.

En la figura 27b se presenta la rapidez del viento para dos días en el mes de septiembre: el día 3, donde se registraron eventos de precipitación y corresponde al día de

menor temperatura del aire en el mes, y el día 30, día de mayor temperatura del aire en el mes. Se observa cómo es notoria la disminución en la intensidad del viento para los días 3 y 30 de septiembre, en donde los valores de rapidez del viento están dentro de un intervalo máximo de 2 m/s. En días de lluvia, el viento se mantiene alto y oscilante durante el día y la noche; esta situación se observa con claridad sobre todo el día 3 de septiembre, contrastando con el patrón de los días 10 y 30 de mayo (figura 27a).

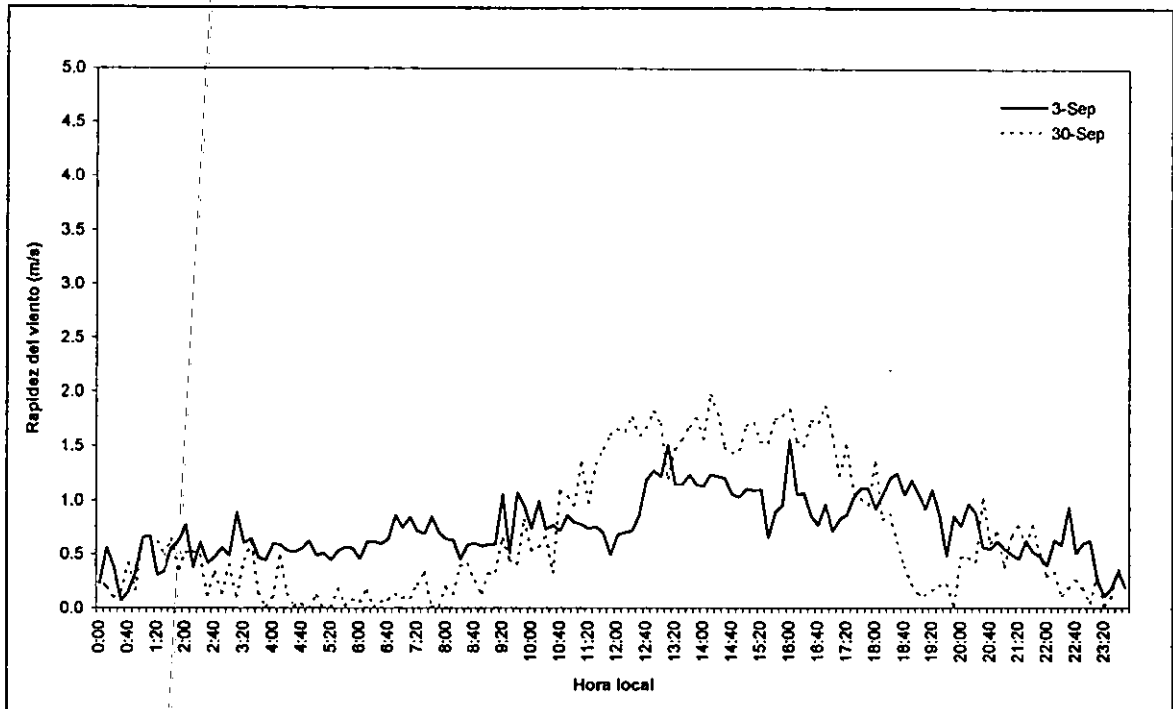


Figura 27b. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 3 y 30 de septiembre de 1995.

En la figura 27c se presenta el patrón horario de la rapidez del viento para el día 5 de diciembre, que corresponde al día de mayor temperatura del mes y para el día 31 de diciembre de 1995, que corresponde al día de menor temperatura del mes. El día 5 de diciembre se presenta un patrón similar al registrado en mayo, donde la intensidad del viento durante la noche disminuye en comparación con los valores diurnos. Sin embargo, el día 31, donde se registraron eventos de precipitación, los valores nocturnos de la rapidez del viento se presentaron mayores a los registrados el día 5, mostrando un patrón similar a los encontrados en el mes de septiembre (figura 27b).

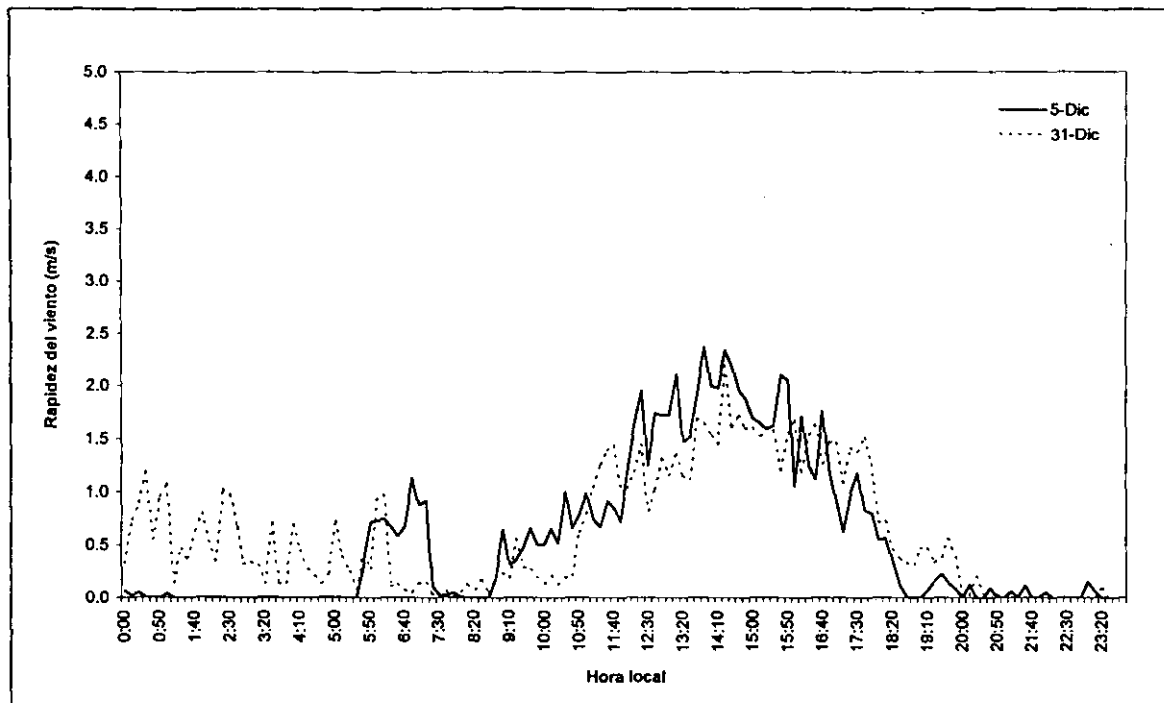


Figura 27c. Rapidez del viento en la Cuenca II, los días 5 y 31 de diciembre de 1995.

Los resultados obtenidos de la rapidez del viento son un primer paso para la comprensión de algunos procesos dentro del ecosistema tales como el flujo e intercambio de CO_2 y la evapotranspiración en la dinámica hidrológica. Para estudiar a profundidad estos procesos, en una segunda etapa de investigación, se tendrían que abordar las propiedades de transporte turbulento del viento (Wieringa, 1996).

6. CONCLUSIONES

1. Una de las características que se reconoce como determinante de la SBC es la estacionalidad de la precipitación. A lo largo de los dos años de monitoreo se presentaron 5 meses de lluvias y 7 meses secos. A partir de esto, los periodos característicos de la zona de estudio, en cuanto a la presencia de lluvia, son: 1) una época de secas que abarca de enero a mayo; 2) los meses lluviosos (junio, julio, agosto, septiembre y diciembre, en 1995 y junio, julio, agosto, octubre y noviembre, en 1996); y 3) dos meses secos dentro de la época de lluvias (octubre y noviembre en 1995 y septiembre y diciembre en 1996).
2. Las variables monitoreadas describen el siguiente patrón microclimático para la Selva Baja Caducifolia en la Estación de Biología Chamela:
 - a) Un aumento de la radiación en los meses secos y hasta el mes de mayo, donde alcanza su valor máximo.
 - b) A lo largo de la época seca se presentan los valores más bajos de la temperatura del aire y del suelo.
 - c) De enero a abril se presentan los meses de menor humedad relativa del año, así como un mayor déficit de presión de vapor.
 - d) Entre abril y junio se presentan con mayor frecuencia los vientos de mayor rapidez en el año.
 - e) A partir del inicio de la época de lluvias, en el mes de junio, comienza la disminución de la radiación solar hasta el mes de diciembre, donde alcanza su valor más bajo.
 - f) La temperatura del aire presenta los valores más altos de junio a septiembre, meses característicos de la época de lluvias.
 - g) La temperatura del suelo alcanza su pico máximo en junio, y a partir de este mes disminuye considerablemente durante los meses típicos de la época de lluvias.
 - h) Entre julio y octubre se presentan los meses de mayor humedad relativa, durante este periodo se presentan los valores más bajos del déficit de presión de vapor.
 - i) Durante los meses más lluviosos del año, los vientos de menor rapidez son los más frecuentes.

3. Se distinguen cuatro periodos característicos del año en cuanto a las condiciones microclimáticas se refiere: 1) un periodo seco definido por la ausencia de precipitación, y que presenta los valores más bajos de las variables monitoreadas (enero - abril); 2) un mes de transición de la época seca a la época húmeda (mayo), en donde se registra un aumento de las variables microclimáticas previo a la época de lluvias; 3) los meses más lluviosos del año y que están asociados a los meses de mayor temperatura del aire, así como de mayor humedad relativa; y 4) una época de transición de la época húmeda a la época seca asociada con los últimos meses donde se registran eventos de precipitación, y que coincide con la tendencia de disminución de las variables monitoreadas.
4. La radiación varía de acuerdo al aumento o disminución de la nubosidad. Durante la época de lluvias disminuyen los valores de la Radiación Incidente, por tal motivo, también se ven afectados los valores de la Radiación Neta y la Radiación Emitida.
5. Con noches nubladas, en los meses de lluvias, disminuye la pérdida de calor del ecosistema, lo que se traduce en valores de Radiación Neta más altos, en comparación con los valores que ocurren en noches despejadas.
6. La temperatura del aire presenta una mayor variación en días despejados que en días nublados.
7. En los meses de secas se observa una mayor variación de la temperatura del suelo. En la época de lluvias esta variación disminuye marcadamente, y las temperaturas superficiales se mantienen relativamente constantes a lo largo del día y por debajo de la temperatura a horizontes más profundos.
8. Durante los eventos de precipitación, se observa una sincronía en los picos (valores máximos) de la temperatura del suelo en las distintas profundidades a las que se realizó el monitoreo. Con la ausencia o disminución de la humedad en el suelo hay un desfase en los valores máximos de la temperatura entre profundidades. Esto manifiesta la mejor conducción del calor que se da con suelos mojados.

9. En la época seca la temperatura del aire tiende a ser mayor por abajo del dosel (TA-2m) en relación a la temperatura que hay por arriba del dosel (TA-4AD). En la época de lluvias la temperatura tiende a ser mayor por arriba del dosel.
10. En la época seca la HR es mayor por arriba del dosel (HR4-AD) y en la época de lluvias tiende a ser mayor por abajo del dosel.
11. La variación entre años no fue significativa, pero se observó una gran variabilidad entre meses, días y horas a las que se realizó el monitoreo. Los patrones analizados presentaron una gran similitud en los sitios de estudio. La diferencia que se observó fue en la magnitud de los valores registrados. En general el sitio de monitoreo de la Cuenca II presentó valores promedio mensual de temperatura del aire y del suelo por debajo de los registrados en la Cuenca I en la época seca. En la época de lluvias los valores se encuentran dentro del mismo rango en ambos sitios.
12. La metodología diseñada para este estudio permite integrar, sistematizar y analizar bases de datos microclimáticos de fácil acceso. En el contexto del estudio a largo plazo de la estructura y el funcionamiento de la SBC en la Estación de Biología Chamela, el registro de las variables meteorológicas permitirá detectar modificaciones sensibles en el medio físico a lo largo del tiempo. Esta información es de gran utilidad en el contexto de las investigaciones que se realizan en la zona.

7. CONSIDERACIONES FINALES

En esta tesis de licenciatura se ha logrado la descripción de las condiciones microclimáticas para las Cuencas I y II en la Estación de Biología Chamela, durante 1995 y 1996. Los resultados obtenidos ofrecen, por si mismos, una descripción del ambiente físico bajo el cual se llevan a cabo dinámicas funcionales del ecosistema (p.e. balance de energía, balance hídrico y ciclaje de nutrientes, fotosíntesis, transpiración, germinación de semillas, etcétera). En este sentido, desarrollar sistemas de monitoreo microclimático esta permitiendo analizar en conjunto la información relacionada con las variables meteorológicas y ambientales, y la información biológica, propiciando una visión integral de los distintos procesos de la Selva Baja Caducifolia en la estación de biología Chamela.

Sin embargo, surgen algunos aspectos que hay que tomar en consideración y que deberán ser abordados a mayor profundidad. La dimensión espacial y temporal de los fenómenos climáticos plantea distintos niveles de interacción entre el medio físico y el medio biológico. El problema que se deriva de lo anterior es generar una síntesis de la información que se obtiene en las distintas escalas a las que se realizan las observaciones. Ante esto surge la necesidad de crear modelos que permitan conectar entre las escalas espaciales y temporales, y por consiguiente derivar distintos niveles de integración, generando la posibilidad de realizar predicciones de la respuesta de los ecosistemas a los cambios ambientales. Esto solo puede hacerse mediante monitoreos simultáneos de las variables meteorológicas con aspectos relevantes de la estructura y funcionamiento de los ecosistemas. De aquí se deriva la importancia de darle continuidad a este trabajo.

8. LITERATURA CITADA

- Abbas, M.K. y R.K.M. Hay. 1983. The influence of growing temperature on the growth and morphology of cereal seedling root systems. *Journal of experimental Botany* 34: 1720-1730.
- Abdel Wahab, M. y H.M.S. Hasanean. 1999. Contrasting features of two tropical summers from satellite observations. *Atmospheric Research* 50: 105-117.
- Akin, W.E. 1991. *Global Patterns, Climate, Vegetation and Soils*. University of Oklahoma Press, E.U. 370 pp.
- Barbour, M.G., J.H. Burck y W.D. Pitts. 1987. *Terrestrial Plant Ecology*. The Benjamin/Cummings Publishing Company Inc., California, E.U. 634 pp.
- Barradas, V. y G. González-Medellín. En prensa. Dew and its effect on two heliophile understorey species of a tropical dry deciduous forest in Mexico. *International Journal of Biometeorology*.
- Barradas, V. y L. Fanjul. 1985. Equilibrio Hídrico y Evapotranspiración en una selva Baja Caducifolia de la Costa de Jalisco, México. *Biotica* 10: 199-210
- Barradas, V. 1991. Radiation regime in a tropical dry deciduous forest in western Mexico. *Theoretical and Applied Climatology* 44: 57-64.
- Barradas, V. y J. Adem. 1992. Albedo model for a tropical dry deciduous forest in western Mexico. *International Journal of Biometeorology* 36: 113-117.
- Black P.E. 1991. *Watershed Hydrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, Nueva Jersey, E.U. 374 pp.
- Botkin D.B. 1987. *Environmental Estudios. Earth as a Living Planet*. Merrill Publishing Company, Columbus, Ohio, E.U. 658 pp.
- Bullock, S.H. 1986. Climate of Chamela, Jalisco, and trends in the south coastal region of Mexico. *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology Series B* 36: 297-316.
- Burgos, T.A. 1999. Dinámica hidrológica del bosque tropical seco de Chamela, Jalisco, México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. Ciudad de México. 123 pp.
- Campbell, G.S. 1977. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer - Verlag, Nueva York, E.U. 159 pp.
- Carlson, R. E. 1982. General heat exchange in crop canopies: a review. En: *Biometeorology in Integrated Pest Management*. Jerry L. Hatfield and Ivan J. Thomason (eds.). Academic Press, Nueva York, E.U. pp 1-15.

- Cervantes, L., J.M. Maass y R. Domínguez. 1988. Relación lluvia - escurrimiento en un sistema pequeño de cuencas de selva baja caducifolia. *Ingeniería Hidráulica en México*, 2da época vol. II: 30-42.
- Cervantes, S.L. 1988. Intercepción de Lluvia por el Dosel en una comunidad Tropical. *Ingeniería Hidráulica en México* vol. III: 38-43.
- Culf, A.D., G. Fisch y M.G. Hodnett. 1995. The albedo of Amazonian forest and ranchland. *Journal of Climate* 8: 1544-1554.
- Daubenmire, R. 1974. *Plants and Environment: a Text Book of Plant Autecology*. John Wiley & Sons Ltd., Nueva York, E.U. 170pp.
- De Ita-Martínez, C. y V. Barradas. 1986. El Clima y los patrones de producción agrícola en una Selva Baja Caducifolia de la costa de Jalisco, México. *Biótica* vol. II: 237-245.
- De Ita-Martínez, C., J. Sarukhán y J.M. Maass. 1991. Land use patterns on a tropical deciduous forest ecosystem on the pacific coast of Jalisco, México. Comunicación personal.
- Delta-T Logger. Users Manual. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Inglaterra.
- Dietrich, W.E., D.M. Windsor y T. Dunne. 1990. Geology, climate, and hydrology of Barro Colorado Island. En: *The Ecology of a Tropical Forest: Seasonal Rhythms and Long-Term Changes*. Leigh, E., A.S. Rand, y D.M. Windsor (eds.). Smithsonian Institution, Washington, D.C. E.U. pp 21-46.
- Devlin, R.M. 1982. *Fisiología vegetal*. Editorial Pueblo y Educación, La Habana, Cuba. 468 pp.
- Dome Solarimeter and Albedometer, Type GS1 & GS2. Users manual. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Inglaterra.
- El Swaif, S.A. y E.W. Dangler. 1982. Rainfall erosion in the tropics: a estate-of-the-art. En: *Soil Erosion and Conservation in the Humid Tropics*. El Swaif, S.A., y Mannering, J. (eds.). American Society of Agronomy and Soil Sciences Society of America. pp 1-25.
- Etherington, J. R. 1982. *Environment and Plant Ecology*. John Wiley & Sons Ltd., Nueva York, E.U. 487 pp.
- Fitter A.H. y R.K. Hay. 1987. *Environmental Physiology of plants*. Academic Press. San Diego CA. E.U. 423 pp.
- García-Oliva, F. 1992. Erosión y pérdida de nutrientes del suelo en una cronosecuencia de uso agropecuario en un ecosistema tropical estacional mexicano. Capítulo 7. Tesis de Doctorado. UNAM. Ciudad de México. pp 1-15.

García-Oliva, F., E. Ezcurra y L. Galicia. 1991. Pattern of rainfall distribution in the Central Pacific Coast of Mexico. *Geografiska Annaler* 73 A: 179-186.

García-Oliva, F., J.M. Maass y L. Galicia. 1995. Rainstorm analysis and rainfall erosivity of a seasonal tropical region with a strong cyclonic influence on the Pacific Coast of Mexico. *American Meteorological Society*. Noviembre: 2491-2498.

García E. 1981. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Koppen. Offset Larios, México.

Garduño, R. 1994. El Veleidoso Clima. Colección La Ciencia desde México, No. 127. Fondo de Cultura Económica, México. 169 pp.

Gates, D.M. 1993. *Climate Change and its Biological Consequences*. Sinauer Associates, Inc., Sunderland, Massachusetts, E.U. 280 pp.

Gay, C., L. Menchaca y C. Conde. 1991. El efecto invernadero y México. *Ciencias* 22: 3-10

Giambelluca, T.W., J. Fox., S. Yarnasarn., P. Onibutr y M.A. Nullet. 1999. Dry-season radiation balance of land covers replacing forest in northern Thailand. *Agricultural and Forest Meteorology* 95: 53-65.

Guenni, L., C.W. Rose., W. Hogarth., R.D. Braddock y D. Charles-Edwards. 1990. Seasonal changes in interrelationships between climatic variables. *Agricultural and Forest Meteorology* 53: 45-58

Hoffman, G.J. 1973. Humidity effects on yield and water relations of nine crops. *Trans. ASAE*. 16: 164-167.

Holdridge, L. R. 1967. *Life Zone Ecology*. Tropical Science Center. San José, Costa Rica. 206 pp.

Huschke, R.E. 1959. *Glossary of Meteorology*. American meteorology Society, Boston, E.U. 638 pp.

Izrael, Yu. A. 1992. *Ecology and Control of the Natural Environment*. Kluwer Academic Publishers, Holanda. 420 pp.

Jaramillo, J.J. 1994. El cambio global: interacciones de la biota y la atmósfera. *Ciencias* 35: 4-14.

Jáuregui, E. 1967. Las ondas del este y los ciclones tropicales de México. *Ingeniería Hidráulica de México* 21: 197-208.

Jones, H. G. 1992. *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press, Gran Bretaña. 427 pp.

- Jordan, C.F. 1985. Nutrient cycling in tropical forest ecosystems. John Wiley & Sons Ltd., Gran Bretaña. 190 pp.
- Killham K. 1994. Soil Ecology. Cambridge University Press, Gran Bretaña. 242 pp.
- Kimmins, J.P. 1987. Forest Ecology. Macmillan Publishing Co., New York, E.U. 531 pp.
- Larcher, W. 1995. Physiological Plant Ecology. Springer – Verlag, Berlin. 506 pp.
- Leopold, A.C. y P.E. Kriedemann. 1975. Plant Growth and Development. Mc Graw Hill. Nueva York, E.U.
- Likens, E.G. 1989. Long – Term Studies in Ecology. Approaches and Alternatives. Springer – Verlag, Nueva York, E.U. 214 pp.
- Lindeman, R.L. 1942. The trophic dynamic aspect of ecology. Ecology 23: 399 418.
- López, G. A. 1992, Escorrentía en pequeñas cuencas hidrográficas con Selva Baja Caducifolia en Chamela, Jalisco. Tesis de Licenciatura. ENEP Iztacala. UNAM. Ciudad de México. 128 pp.
- Lott, E.J. 1985. Listados Florísticos de México. III. La estación de Biología Chamela, Jalisco. Instituto de Biología, UNAM. México. 47 pp.
- Lott, E.J. 1993. Annotated checklist of the vascular flora of the Chamela bay region, Jalisco, Mexico. Occasional Papers of the California Academy of Science No. 148. 60 pp.
- Lowry, P.W. 1991. Atmospheric Ecology for designers and planners. Van Nostrand Reinhold, Nueva York, E.U. 435 pp.
- Maass, J.M. 1995. Referencias y criterios ecológicos en el manejo sustentable: un análisis del trópico sub-húmedo en México y Centro América. Ponencia presentada en el taller sobre manejo sustentable del suelo en regiones sub-húmedas y semi-áridas de Latinoamérica. Scientific Committee of problems of the Environment y Recursos Naturales y Pesca del Gobierno de México.
- Maass, J.M., J.M. Vose, W.T. Swank y A. Martínez-Yrizar. 1995. Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west Mexico. Forest Ecology 74: 171-180.
- Maass, J.M. y A. Martínez Y. 1990. Los ecosistemas: definición, origen e importancia del concepto. En: Ecología y Conservación. J. Soberón y C. Bonffil (eds.). Ciencias número especial 4: 10-20.
- Miranda, F. y Hernández, X.E. 1963. Los Tipos de Vegetación en México y su Clasificación. Boletín de la Sociedad Botánica de México 28:19-179.

Monteith J.L. y M.H. Unsworth. 1990. Principles of Environmental Physics. Edward Arnold Ed., Gran Bretaña. 291 pp.

Murphy P.G. y A.E. Lugo. 1986. Ecology of Tropical Dry Forest. Annual Review of Ecology Systematics 17:67-88

Net Radiometer, Type NR1. Users Manual. Delta-T Devices LTD. Cambridge, Inglaterra.

Oguntoyinbo, J.S. 1970. Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surfaces in Nigeria. Quart. J. Royal Meteorol. Soc. 96: 430-441.

Oke, T.R. 1987. Boundary layer climates. University Press, Cambridge, Gran Bretaña. 435 pp.

Ovington, J.D. 1962. Quantitative ecology and the woodland ecosystem concept. Advances in Ecological Research 1:103-192.

Patiño, A. 1990. Variación espacial y temporal de la capa de hojarasca (mantillo) en una Selva Baja Caducifolia en Chamela, Jalisco, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. Ciudad de México. 78 pp.

Pianka, E.R. 1994. Evolutionary Ecology. Harper Collins College Publishers, E.U. 416 pp.

Pinker, R.T. 1982. The diurnal asymmetry in the albedo of tropical forest vegetation. Forest Science 28: 297-304.

Prasad, M.N. 1997. Plant Ecophysiology. John Wiley & Sons Inc., E.U. 542 pp.

Rosenberg, N.J. 1983. Microclimate The Biological Environment. John Willey & sons Inc., E.U. 481 pp.

Rzedowsky, J. 1978. Vegetación de México. Limusa, México. 432 pp.

Sarukhán, J., J. M. Maass y L. Cervantes. 1987. Criterios ecológicos para el manejo de cuencas en Chamela, Jalisco, México. En: Proceedings of Land and Resource Evaluation for National Planning in the Tropics. Enero. 25-31, Chetumal, México. pp. 90-92.

Sarukhán, J. y J.M. Maass. 1990. Bases ecológicas para un manejo sostenido de los ecosistemas: el sistema de cuencas hidrológicas. En: E. Leff (Ed) Medio ambiente y desarrollo en México. Vol 1, UNAM (CIIH)-Porrúa. pp 81-114.

Shaw, R.H. 1982. Wind Movement Within Canopies. En: Biometeorology in Integrated Pest Management. Hatfield, J.L. e I. J. Thomason. (eds.). Academic Press, Nueva York, E.U. pp 17-41.

Shuttleworth. W.J., J.H. Gash., C.R. Lloyd, et al. 1984. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. Quart. J. Royal Meteorol. Soc. 110: 1163-1169.

- Smith, R.L. 1992. Elements of ecology. Harper and Collins Publishers, Nueva York, E.U.
- Solís, V. E. 1993. Características fisicoquímicas de un suelo en un ecosistema tropical estacional. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. México. 91 pp.
- Stephenson, N.L. 1990. Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist* vol. 135 (5): 649-670.
- Strayer, D., J.S. Glitzenstein., C.G. Jones., J. Kolasa., G.E. Likens., M.J. McDonell., G.G. Parker y S.T.A. Pickett. 1986. Long term ecological studies: an illustrated account of design, operation, and importance to ecology. Occasional Publication of the Institute of Ecosystems Studies. E.U. No. 2. 38 pp.
- Sumner, G. 1988. Precipitation. Process and Analysis. John Wiley & Sons Inc., Gran Bretaña. 455 pp.
- Thompson, K. y J.P. Grime. 1983. A comparative study of germination response to diurnally – fluctuating temperatures. *Journal of Applied Ecology* 20: 141-156.
- Tippens, P.E. 1992. Física, Conceptos y Aplicaciones. Mc Graw-Hill, Ciudad de México. 934 pp.
- Torres, E.R. 1995. Agrometeorología. Trillas, Ciudad de México. 154 pp.
- Walker, B.H. 1991. Ecological consequences of atmospheric and climate change. *Clim. Change* 18: 301-316.
- Weather Station. Users Manual. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Inglaterra.
- Wicke, W. y Ch. Bernhofer. 1996. Energy balance comparison of the hartheim forest and an adjacent grassland site during the HartX experiment. *Theoretical and Applied Climatology* 53: 49-58.
- Wieringa, J. 1996. Does representative wind information exist? *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics* 65: 1-12.
- Woodward, F.I. 1987. Climate and Plant Distribution. Cambridge University Press, Gran Bretaña. 174 pp.

9. APÉNDICE

Cuadro 7. Radiación (Wm^{-2}) para cada mes de monitoreo (valores diarios), en la Cuenca I durante 1995. (RI) radiación incidente; (RE) radiación emitida; (RN) radiación neta; (-) meses sin registro.

1995												
MES	PROMEDIO			VALOR MÁXIMO			VALOR MÍNIMO			DESVIACIÓN ESTÁNDAR		
	RI	RE	RN	RI	RE	RN	RI	RE	RN	RI	RE	RN
ENE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FEB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MAR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ABR	487.3	66.8	273.7	1061.2	140.6	623.9	-2.8	3.5	-65.3	399.3	49.3	260.4
MAY	443.8	58.3	264.3	1063.9	136.7	631.8	-2.1	0.9	-46.4	365.8	45.2	236.4
JUN	374.4	47.6	233.1	1004.7	131.9	629.4	-2.1	1.2	-49.4	328.2	40.3	216.4
JUL	375.6	53.1	232.0	1015.2	147.7	642.8	-1.48	0.9	-35.8	344.1	46.2	225.8
AGO	320.6	50.7	201.0	985.5	149.7	623.1	-1.1	0.8	-30.1	311.5	46.7	206.0
SEP	303.9	47.4	194.9	966.8	143.6	616.0	-1.6	0.7	-27.5	308.1	45.0	208.5
OCT	338.7	53.1	211.6	912.1	133.8	585.2	-2.9	1.3	-57.4	315.9	44.6	215.0
NOV	295.0	44.0	177.0	857.0	115.9	539.4	-1.9	1.2	-49.0	289.3	38.6	198.9
DIC	260.6	39.8	148.4	774.0	107.8	477.0	-2.9	1.5	-59.1	216.8	34.9	180.3

Comienzo de capsula .
pág. anterior-

ESTA TESIS NO DEBE
QUEDAR DE LA BIBLIOTECA

Cuadro 8. Radiación (Wm^{-2}) para cada mes de monitoreo (valores diurnos), en la Cuenca I durante 1996. (RI) radiación incidente; (RE) radiación emitida; (RN) radiación neta; (-) meses sin registro.

1996												
MES	PROMEDIO			VALOR MÁXIMO			V.ALOR MÍNIMO			DESVIACIÓN ESTÁNDAR		
	RI	RE	RN	RI	RE	RN	RI	RE	RN	RI	RE	RN
ENE	311.0	47.5	174.6	875.2	117.0	533.1	-3.5	1.2	-56.6	298.7	39.6	201.8
FEB	343.7	43.9	202.0	964.6	124.4	583.6	-4.3	1.8	-52.2	325.8	41.6	216.5
MAR	424.4	60.5	254.7	1047.1	136.7	836.3	-86.6	0.5	-70.9	381.6	46.5	248.7
ABR	470.8	62.4	276.0	1132.0	146.4	671.5	-68.3	-8.7	-71.0	423.7	51.7	275.1
MAY	403.4	52.8	237.6	1013.8	127.5	612.8	-1.9	1.4	-32.9	342.9	42.14	220.0
JUN	393.5	48.6	226.5	1004.2	126.8	637.3	-1.5	0.9	-48.8	342.9	41.0	226.5
JUL	362.8	57.2	-	1024.3	159.1	-	-1.4	1.8	-	342.4	50.9	-
AGO	310.7	50.6	186.5	1001.5	154.1	548.1	-1.4	1.6	-24.7	308.2	47.3	187.6
SEP	358.6	55.7	-	970.5	153.2	-	-1.3	0.8	-	331.8	47.8	-
OCT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NOV	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DIC	266.6	39.9	-	762.6	103.8	-	-2.3	1.1	-	267.3	34.9	-

Cuadro 9. Temperatura del aire (°C) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1995

(TA-2m) temperatura del aire a 2 m del suelo; (TA4-AD) temperatura del aire a 4 m por arriba del dosel; (-) meses sin registro.

1995									
MES		PROMEDIO		V. MAX		V. MIN		DESVIACIÓN ESTÁNDAR	
		TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD
ENE	CI	24.0	24.4	35.3	33.3	16.8	19.1	3.8	2.7
	CII	21.8	22.1	33.9	33.8	10.4	11.1	5.0	4.9
FEB	CI	24.5	24.7	33.6	31.6	18.2	20.2	3.9	2.7
	CII	22.6	22.7	32.7	32.0	12.3	12.8	5.2	4.7
MAR	CI	22.8	23.0	33.2	31.2	15.1	17.1	4.1	2.8
	CII	20.9	21.0	32.4	31.5	9.9	11.2	5.6	4.9
ABR	CI	22.4	22.4	32.4	30.7	12.8	15.3	4.7	3.3
	CII	20.6	20.4	32.0	30.3	6.8	7.7	5.8	5.0
MAY	CI	24.0	23.7	32.1	30.9	16.3	17.8	3.4	2.4
	CII	23.3	23.0	32.0	30.8	11.7	12.4	4.2	3.6
JUN	CI	26.8	26.5	33.7	32.5	18.6	19.9	2.9	2.3
	CII	26.8	26.4	34.0	33.7	18.1	18.3	3.1	2.8
JUL	CI	26.9	27.1	33.2	32.0	21.5	22.2	3.0	2.4
	CII	26.4	26.5	33.4	32.6	20.1	20.2	3.4	3.2
AGO	CI	26.1	26.3	32.0	31.4	22.4	22.6	2.2	2.0
	CII	25.8	26.1	31.9	31.5	21.6	21.5	2.4	2.5
SEP	CI	25.8	26.2	30.5	30.6	22.0	22.3	2.3	2.1
	CII	25.3	25.8	30.8	31.2	21.3	21.4	2.4	2.7
OCT	CI	25.9	26.2	31.2	31.1	16.3	18.3	2.9	2.4
	CII	24.8	25.1	31.3	31.3	13.3	13.3	3.8	4.0
NOV	CI	25.2	25.6	32.8	32.0	19.9	20.6	3.2	2.6
	CII	23.7	24.0	31.9	32.2	16.2	16.3	4.0	4.2
DIC	CI	23.2	23.7	31.7	30.5	15.5	17.0	3.8	2.9
	CII	21.1	21.5	31.2	31.0	11.3	11.4	4.8	5.0

Cuadro 10. Temperatura del aire (°C) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1996.

(TA-2m) temperatura del aire a 2 m del suelo; (TA4-AD) temperatura del aire a 4 m por arriba del dosel; (-) registros sin datos.

1996									
MES		PROMEDIO		V. MAX		V. MIN		DESVIACIÓN ESTÁNDAR	
		TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD	TA-2m	TA4-AD
ENE	CI	21.4	22.0	31.6	29.6	14.1	16.3	4.2	2.9
	CI	18.7	19.0	29.7	29.8	7.8	8.4	5.5	5.6
FEB	CI	22.5	22.7	31.0	30.0	15.5	17.0	3.9	2.7
	CI	20.7	20.7	31.5	30.8	10.6	11.2	5.2	4.9
MAR	CI	22.0	22.1	31.8	29.1	14.5	16.1	4.4	3.0
	CI	20.2	20.0	31.1	29.3	10.1	10.4	5.9	5.3
ABR	CI	22.3	22.3	30.4	28.6	13.9	16.2	4.4	2.9
	CI	21.0	20.7	31.6	29.8	10.3	11.3	5.6	4.9
MAY	CI	25.1	25.2	30.9	30.0	19.8	20.6	3.3	2.1
	CI	24.7	24.4	31.4	30.8	16.7	17.3	3.9	3.4
JUN	CI	-	26.5	-	32.7	-	21.7	-	2.2
	CI	26.5	26.3	33.8	32.9	18.7	19.2	3.3	2.9
JUL	CI	-	26.7	-	31.8	-	22.5	-	2.2
	CI	26.2	26.5	32.3	32.4	21.2	21.1	2.8	3.0
AGO	CI	-	25.8	-	31.2	-	21.6	-	2.2
	CI	25.0	25.6	30.9	31.6	20.6	20.5	2.5	2.9
SEP	CI	-	26.8	-	32.0	-	22.4	-	2.3
	CI	26.1	26.6	33.5	33.6	21.0	21.1	3.1	3.3
OCT	CI	-	25.3	-	30.3	-	22.5	-	1.9
	CI	24.4	24.5	30.2	30.4	19.7	19.6	2.6	3.2
NOV	CI	-	-	-	-	-	-	-	-
	CI	23.0	23.5	30.7	31.9	15.7	16.0	3.7	4.1
DIC	CI	-	-	-	-	-	-	-	-
	CI	21.1	21.8	28.9	30.4	14.0	14.2	3.8	4.2

Cuadro 11. Temperatura del suelo (°C) para cada mes de monitoreo, a diferentes profundidades, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1995. Los valores en cm indican la profundidad de la temperatura del suelo. (-) meses sin registro.

1995																	
MES	PROMEDIO				VALOR MÁXIMO				VALOR MÍNIMO				DESVIACIÓN ESTÁNDAR				
	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	
ENE	CI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FEB	CI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MAR	CI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ABR	CI	28.9	28.1	27.6	27.2	44.2	35.6	30.0	27.7	19.9	22.9	25.2	26.9	7.7	3.9	1.5	0.2
	CII	25.5	24.9	24.7	24.7	34.8	28.6	26.1	25.0	18.6	21.4	23.1	24.3	4.9	2.1	0.8	0.2
MAY	CI	29.4	28.9	28.4	27.9	41.8	35.4	31.0	28.8	20.6	23.7	26.0	27.2	5.7	2.9	1.2	0.4
	CII	27.8	27.1	26.7	26.4	35.6	31.1	29.2	27.7	21.0	23.6	24.4	24.9	3.5	1.7	1.0	0.7
JUN	CI	29.7	29.4	29.1	28.9	41.7	35.2	32.2	29.7	23.1	25.3	26.9	27.7	4.0	2.2	1.2	0.4
	CII	29.2	28.8	28.5	28.1	36.5	32.2	30.2	29.0	23.7	25.6	26.8	27.4	2.6	1.3	0.7	0.4
JUL	CI	27.3	27.2	27.4	27.5	34.7	30.7	29.5	28.5	23.0	23.7	24.8	26.5	2.0	1.3	0.8	0.5
	CII	27.2	27.2	27.2	27.2	31.6	29.3	28.5	27.9	23.9	24.0	24.8	26.1	1.4	0.9	0.7	0.4
AGO	CI	26.2	26.3	26.5	26.7	29.2	28.6	28.1	27.6	22.9	23.3	24.0	25.3	1.3	1.0	0.7	0.5
	CII	26.4	26.4	26.4	26.5	28.6	28.2	27.7	27.4	23.6	23.9	24.5	25.3	1.0	0.8	0.6	0.5
SEP	CI	25.9	25.9	26.2	26.3	29.3	28.2	28.5	27.2	22.6	23.0	23.7	24.8	1.4	1.2	0.9	0.5
	CII	25.8	25.8	25.8	25.9	28.3	27.5	27.1	26.8	23.4	23.7	24.1	24.7	1.1	0.9	0.7	0.4
OCT	CI	26.0	26.0	26.3	26.6	28.8	28.3	27.9	27.4	20.2	22.0	23.5	25.2	1.6	1.1	0.8	0.4
	CII	25.1	25.3	25.4	25.7	28.2	27.8	27.2	26.9	19.5	21.1	22.3	23.8	1.6	1.3	1.0	0.7
NOV	CI	25.6	25.5	25.7	26.0	29.1	27.6	27.0	26.6	22.1	23.1	24.1	25.3	1.8	1.1	0.7	0.3
	CII	23.8	24.0	24.2	24.5	26.6	26.0	25.4	25.3	20.4	21.6	22.5	23.6	1.4	1.0	0.7	0.4
DIC	CI	23.9	24.0	24.3	25.0	29.4	27.4	26.6	25.9	18.7	20.1	21.5	23.4	2.5	1.6	1.1	0.7
	CII	21.8	22.0	22.4	23.0	25.7	24.6	24.0	23.9	17.6	19.0	20.2	21.5	1.8	1.2	0.9	0.7

Cuadro 12. Temperatura del suelo (°C) para cada mes de monitoreo, a diferentes profundidades, en la Cuenca I y la Cuenca II, durante 1996. Los valores en cm indican la profundidad de la temperatura del suelo. (-) registros sin datos.

1996																	
MES		PROMEDIO				V. MAX				V. MIN				DESVIACIÓN. ESTÁNDAR			
		0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm	0 cm	3 cm	10 cm	30 cm
ENE	CI	22.4	22.3	22.6	23.3	30.3	26.5	24.9	24.2	17.4	18.8	20.1	22.1	2.9	1.6	1.0	0.5
	CII	19.8	20.1	20.4	21.1	23.4	22.1	21.5	21.7	15.9	17.5	18.9	20.3	1.6	1.0	0.6	0.3
FEB	CI	25.3	24.6	24.5	24.5	34.3	28.5	26.4	25.9	19.0	20.6	22.0	22.0	3.8	1.8	1.0	0.7
	CII	21.7	21.6	21.7	22.0	25.5	24.0	23.2	22.9	17.0	18.3	19.5	20.6	2.0	1.3	0.9	0.7
MAR	CI	26.9	26.0	25.5	-	42.2	33.7	28.6	-	19.5	21.6	23.2	-	5.7	2.8	1.2	-
	CII	23.3	22.9	22.9	23.1	29.6	26.5	26.3	25.7	18.8	20.1	21.4	22.3	2.7	1.6	0.9	0.5
ABR	CI	28.1	27.1	26.5	-	46.8	33.4	28.8	-	19.7	22.8	24.4	-	6.8	3.1	1.3	-
	CII	25.0	24.6	24.5	24.5	30.3	27.5	26.3	26.7	20.5	21.9	23.0	23.9	2.8	1.5	0.8	0.4
MAY	CI	29.2	28.4	28.0	27.6	39.5	33.0	29.8	28.1	23.2	24.7	25.9	26.6	4.4	2.2	1.0	0.3
	CII	27.5	27.0	26.8	26.5	31.9	29.6	28.3	27.3	23.0	23.9	24.6	25.1	2.2	1.3	0.8	0.6
JUN	CI	29.2	28.8	28.5	28.2	38.6	33.9	30.9	29.0	22.7	23.8	25.1	26.5	3.8	2.2	1.2	0.5
	CII	28.5	28.1	27.9	27.6	33.4	30.7	29.3	28.3	23.7	24.0	24.7	26.3	2.1	1.3	0.8	0.5
JUL	CI	26.5	26.5	26.7	26.9	29.9	29.0	28.0	27.5	24.3	24.7	25.4	26.3	1.2	0.9	0.5	0.2
	CII	26.9	27.1	26.9	26.7	30.0	28.8	27.9	27.1	25.2	25.4	25.6	26.1	0.8	0.6	0.4	0.2
AGO	CI	25.4	25.5	26.1	26.7	28.0	27.5	28.4	29.4	23.0	23.4	24.3	25.4	1.2	0.9	0.8	0.8
	CII	26.0	26.4	26.4	26.1	27.9	28.1	27.6	26.8	23.9	24.7	25.0	25.2	0.9	0.7	0.5	0.4
SEP	CI	26.0	26.0	26.1	26.3	28.7	27.7	27.1	26.7	23.9	24.5	25.2	26.0	1.1	0.8	0.4	0.2
	CII	25.9	26.0	25.9	25.9	27.5	27.0	26.4	26.2	24.3	24.9	25.3	25.8	0.8	0.5	0.3	0.1
OCT	CI	25.5	25.3	26.7	25.6	29.9	27.2	27.2	26.8	23.0	23.4	23.9	23.9	1.8	1.0	0.7	0.8
	CII	25.1	25.1	25.1	25.2	28.6	26.9	26.6	26.3	22.9	23.6	24.1	24.6	1.1	0.8	0.6	0.5
NOV	CI	25.4	24.9	25.5	25.7	29.1	27.3	27.5	26.7	21.6	21.9	22.9	24.1	1.8	1.2	1.1	0.6
	CII	23.6	23.8	23.9	24.3	26.7	26.4	25.9	25.6	20.6	21.5	22.1	22.9	1.4	1.2	1.0	0.8
DIC	CI	23.3	-	23.7	-	26.8	-	25.0	-	20.1	-	22.3	-	1.6	-	0.5	-
	CII	21.9	23.1	22.3	23.9	24.5	25.3	23.5	24.9	19.3	21.0	21.0	22.7	1.1	0.9	0.5	0.5

Cuadro 13. Valores diurnos de humedad relativa (HR%) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1995. (HR-2m), registro de humedad relativa a 2 m del suelo; (HR4-AD), registro de humedad relativa a 4 m por arriba del dosel, (-) registros sin datos.

1995									
MES	PROMEDIO		VALOR MÁXIMO		VALOR MÍNIMO		DESVIACIÓN ESTÁNDAR		
	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	
ENE	CI	75.0	70.9	99.1	94.9	38.4	33.2	13.3	11.7
	CII	75.0	75.6	99.2	99.8	30.0	30.9	15.7	15.0
FEB	CI	73.8	73.6	99.2	95.8	35.3	38.1	13.1	11.3
	CII	74.3	75.6	99.5	99.6	31.8	34.6	15.3	13.2
MAR	CI	72.6	74.9	98.8	96.4	45.1	42.9	13.5	9.9
	CII	73.0	76.6	99.3	99.5	35.9	41.7	13.7	11.3
ABR	CI	68.3	71.1	99.7	97.9	27.1	29.9	15.6	15.0
	CII	68.4	71.8	99.1	99.7	26.5	30.9	17.2	15.0
MAY	CI	77.3	81.8	99.2	99.1	47.7	49.8	9.7	9.4
	CII	76.5	79.6	98.8	99.7	40.6	45.8	13.0	8.2
JUN	CI	79.2	80.1	99.7	98.9	53.0	57.9	10.3	8.7
	CII	75.2	80.1	99.7	99.7	48.2	55.2	12.3	9.8
JUL	CI	81.0	80.6	99.7	99.5	60.2	59.5	10.4	9.3
	CII	77.8	79.3	99.8	99.7	55.7	58.5	12.9	9.7
AGO	CI	87.2	79.8	99.7	99.7	52.2	44.6	7.9	15.0
	CII	87.0	87.2	99.8	99.7	66.2	68.7	8.9	7.5
SEP	CI	90.8	89.8	99.7	99.7	78.9	75.3	5.2	6.0
	CII	90.0	89.4	99.7	99.7	77.8	78.0	6.2	5.8
OCT	CI	88.8	84.9	99.7	99.7	73.2	51.7	6.5	9.4
	CII	82.4	83.8	99.7	99.5	51.3	53.9	11.0	10.6
NOV	CI	-	82.8	-	99.7	-	55.4	-	10.8
	CII	78.7	79.7	99.7	99.7	48.1	52.0	12.5	12.0
DIC	CI	-	77.4	-	99.7	-	44.4	-	12.0
	CII	79.0	75.8	99.7	99.7	41.0	43.8	15.4	13.1

Cuadro 14. Valores diarios de humedad relativa (HR%) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1996. (HR-2m) registro de humedad relativa a 2 m del suelo; (HR4-AD), registro de humedad relativa a 4 m por arriba del dosel, (-) registros sin datos.

1996									
MES	PROMEDIO		VALOR MÁXIMO		VALOR MÍNIMO		DESVIACIÓN ESTÁNDAR		
	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	HR2-m	HR4-AD	
ENE	CI	80.6	76.8	96.4	99.7	45.5	39.2	10.7	13.0
	CII	78.4	75.9	99.8	99.2	37.1	42.2	15.2	12.8
FEB	CI	-	80.3	-	98.7	-	49.7	-	10.3
	CII	79.2	78.8	99.7	99.7	48.0	53.2	15.1	10.6
MAR	CI	77.3	74.5	98.7	99.7	59.8	39.7	11.4	12.7
	CII	72.4	73.8	99.7	99.5	34.2	42.9	18.4	13.1
ABR	CI	-	75.9	-	99.8	-	46.9	-	11.4
	CII	71.7	78.0	99.5	99.8	27.1	35.3	15.5	12.0
MAY	CI	-	79.7	-	98.1	-	55.0	-	8.9
	CII	72.9	75.3	99.7	98.4	39.9	41.1	12.8	10.2
JUN	CI	-	82.4	-	99.7	-	49.8	-	9.2
	CII	76.6	78.5	99.7	98.2	39.5	43.7	13.7	12.0
JUL	CI	-	88.5	-	99.7	-	67.6	-	7.3
	CII	85.2	83.0	99.7	99.1	55.7	57.0	11.4	11.6
AGO	CI	-	92.8	-	99.7	-	78.5	-	5.0
	CII	90.4	87.2	99.4	99.9	72.1	66.1	7.6	9.4
SEP	CI	90.4	89.7	99.7	99.7	65.1	59.7	7.1	7.0
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
OCT	CI	-	83.5	-	96.4	-	64.3	-	8.8
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
NOV	CI	-	80.6	-	98.6	-	60.0	-	10.3
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
DIC	CI	-	77.1	-	99.1	-	37.7	-	13.3
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-

Cuadro 15. Valores diurnos del déficit de presión de vapor (DPV mb) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1995. (DPV-2m) registro de DPV a 2 m del suelo; (DPV4-AD), registro de DPV a 4 m por arriba del dosel, (-) registros sin datos.

1995									
MES		PROMEDIO		VALOR MÁXIMO		VALOR MÍNIMO		DESVIACIÓN ESTANDAR	
		DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD
ENE	CI	9.27	10.03	35.26	33.20	0.19	1.29	6.55	5.49
	CII	8.81	8.77	37.11	35.62	0.15	0.03	7.09	6.85
FEB	CI	9.97	9.35	33.65	28.69	0.21	1.01	6.47	5.14
	CII	9.54	9.02	33.73	31.18	0.11	0.09	7.13	6.10
MAR	CI	10.54	8.05	27.89	23.23	0.29	0.80	6.51	4.26
	CII	9.16	7.66	29.13	24.35	0.14	0.11	6.14	4.81
ABR	CI	11.19	9.18	33.93	28.94	0.06	0.52	7.15	5.96
	CII	10.64	9.14	33.71	29.85	0.19	0.05	7.61	6.10
MAY	CI	8.32	6.0	21.50	19.67	0.18	0.22	4.29	3.58
	CII	7.87	6.96	23.34	19.70	0.27	0.08	4.97	3.25
JUN	CI	8.54	7.54	24.58	20.12	0.09	0.36	5.04	4.03
	CII	10.27	7.86	27.06	23.46	0.08	0.08	6.00	4.56
JUL	CI	8.11	7.80	20.22	18.60	0.09	0.15	5.11	4.45
	CII	9.59	8.78	22.71	19.43	0.05	0.11	6.31	4.69
AGO	CI	5.07	7.59	18.95	23.00	0.10	0.09	3.40	5.88
	CII	5.19	5.22	15.95	13.66	0.06	0.08	3.85	3.33
SEP	CI	3.66	3.94	8.66	10.44	0.09	0.09	2.20	2.55
	CII	3.93	4.36	9.69	9.37	0.09	0.09	2.63	2.54
OCT	CI	4.66	5.73	11.80	19.00	0.10	0.08	2.84	3.91
	CII	6.91	6.56	20.88	19.18	0.07	0.19	4.70	4.48
NOV	CI	-	6.50	-	19.19	-	0.11	-	4.69
	CII	8.26	8.15	22.24	20.99	0.05	0.10	5.49	5.31
DIC	CI	-	7.52	-	22.45	-	0.07	-	4.76
	CII	7.20	8.70	23.57	23.45	0.05	0.06	5.85	5.30

Cuadro 16. Valores diurnos del déficit de presión de vapor (DPV mb) para cada mes de monitoreo, a diferentes alturas del dosel, en la Cuenca I y la Cuenca II durante 1996. (DPV-2m) registro de DPV a 2 m del suelo; (DPV4-AD), registro de DPV a 4 m por arriba del dosel, (-) registros sin datos.

1996									
MES		PROMEDIO		VALOR MÁXIMO		VALOR MÍNIMO		DESVIACIÓN ESTÁNDAR	
		DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD	DPV2-m	DPV4-AD
ENE	CI	6.57	7.09	25.27	25.08	0.64	0.07	4.41	4.77
	CII	9.94	8.07	26.26	23.82	0.03	0.21	5.64	4.91
FEB	CI	-	6.34	-	19.05	-	0.28	-	3.93
	CII	7.18	7.27	23.76	20.59	0.05	0.07	5.88	4.16
MAR	CI	7.06	7.96	16.04	21.50	0.28	0.06	4.79	4.86
	CII	9.47	8.69	28.86	22.53	0.06	0.08	7.56	5.20
ABR	CI	-	7.61	-	20.72	-	0.05	-	4.23
	CII	9.65	7.21	33.02	27.06	0.07	0.04	6.65	4.72
MAY	CI	-	7.34	-	19.09	-	0.55	-	3.72
	CII	10.24	8.91	25.60	23.46	0.06	0.48	5.90	4.38
JUN	CI	-	6.86	-	24.47	-	0.09	-	4.11
	CII	9.62	8.56	31.86	28.13	0.08	0.50	6.60	5.55
JUL	CI	-	4.60	-	14.83	-	0.09	-	3.17
	CII	6.02	7.07	21.45	20.52	0.10	0.25	5.18	5.37
AGO	CI	-	2.83	-	8.68	-	0.11	-	2.08
	CII	3.59	5.03	12.46	14.80	0.18	0.02	3.17	4.13
SEP	CI	-	4.45	-	34.28	-	0.09	-	3.98
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
OCT	CI	-	4.67	-	12.44	-	1.41	-	3.59
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
NOV	CI	-	6.14	-	18.97	-	1.02	-	4.55
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-
DIC	CI	-	-	-	-	-	-	-	-
	CII	-	-	-	-	-	-	-	-