

**Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza
CATIE**

**Programa Manejo Integrado de Recursos Naturales
Proyecto Regional de Agrometeorología
CATIE - CIRAD - ORSTOM**

ELEMENTOS DE MICROMETEOROLOGIA

**Francisco Jiménez
Jean Paul Lhomme**

Turrialba, Costa Rica, 1990

PRESENTACION

Los fenómenos y parámetros meteorológicos se pueden sentir y medir a diferentes escalas y niveles, en el espacio y en el tiempo. A cada una de estas escalas corresponden teorías científicas, modelos, metodologías y aparatos de medición específicos. Así es que, por ejemplo, la predicción meteorológica ocupa datos provenientes de imágenes de satélites meteorológicos; también ocupa datos de estaciones meteorológicas sinópticas, y datos de radiosondas (que miden los diferentes parámetros en las capas altas de la atmósfera). Con estos datos, a través de modelos, se puede representar y prever las condiciones meteorológicas en la superficie de la tierra.

En Agrometeorología, nos interesan las condiciones meteorológicas dentro de las cuales va a desarrollarse un cultivo en una región determinada. Estas pueden caracterizarse a través de los datos proporcionados por las estaciones meteorológicas clásicas, pero también nos preocupan las condiciones meteorológicas dentro de una cubierta vegetal. De hecho, debido a la sombra, la rugosidad, la arquitectura de las plantas, la radiación, el viento etc., estas condiciones no podrán ser las mismas cerca del suelo o cerca de la capa superior de una plantación.

Es precisamente parte muy importante de la Micrometeorología el estudiar, a partir de las leyes de la física universal, el comportamiento de:

- Las radiaciones en la atmósfera y en contacto con los sólidos (incluyendo a los cultivos).
- Los intercambios de calor y de masa, entre la atmósfera, el suelo y las plantas.

Del buen conocimiento de estos fenómenos depende la calidad de los modelos que permitirán predecir el estado de los diferentes parámetros meteorológicos dentro de una cubierta vegetal.

Este conocimiento cobra mucha importancia. De hecho, la mayoría de los patógenos, y los hongos en particular presentan reacciones fisiológicas directamente ligadas con las condiciones meteorológicas a dentro de la cubierta vegetal, (germinación y desarrollo de las esporas, conidios, etc.), y del buen conocimiento de las mismas depende la posibilidad de elaborar métodos de control eficientes y sostenibles contra las enfermedades generadas por estos patógenos. Por otro lado, el buen conocimiento de los mencionados fenómenos permite comprender los mecanismos del crecimiento y del desarrollo de las especies vegetales, y de esta manera, abre las posibilidades de modelarlos matemáticamente

El presente documento presenta las principales leyes y funciones que permiten el análisis micrometeorológico de los fenómenos físicos y biológicos. Presenta en forma ordenada y jerarquizada una selección y una síntesis de los principales conocimientos actuales en esta materia. No existía hasta el momento ningún documento sintético en español sobre el tema. Este documento representa entonces una importante contribución del Proyecto Regional de Agrometeorología para hacer accesible a los usuarios de la Región y del Subcontinente tan importantes conocimientos. Deseamos que estos conocimientos sean aprovechados al máximo, y permitan a los técnicos comprender mejor los fenómenos que observan, cuantificarlos, y, si es útil, modelarlos.

Florent MARAUX
Líder del Proyecto Regional de Agrometeorología
CATIE-CIRAD-ORSTOM

CONTENIDO

INTRODUCCION	1
CAPITULO I: LAS RADIACIONES	2
1.1 Origen y naturaleza de la radiación, 2	
1.2 Algunas definiciones y leyes, 3	
1.3 Comportamiento de los cuerpos naturales, 5	
1.4. Las radiaciones naturales, 5	
1.5 El balance de radiación a nivel del suelo, 7	
1.6 Propiedades radiativas de cuerpos naturales, 8	
CAPITULO II: TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL SUELO	13
2.1 Leyes de propagación del calor en el suelo, 13	
2.2 Propiedades térmicas de los suelos, 14	
2.3 Modelación del régimen térmico de los suelos, 16	
CAPITULO III: TRANSFERENCIAS EN EL AIRE	18
3.1 Transferencias en la capa límite, 18	
3.2 Cantidad de movimiento y perfil de viento, 19	
3.3 Expresiones de las transferencias en el aire, 22	
CAPITULO IV: EL BALANCE DE ENERGIA DE LAS SUPERFICIES NATURALES Y LA FORMULACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION	26
4.1 La ecuación del balance de energía, 26	
4.2 Formulación de la evapotranspiración, 29	
CAPITULO V: MEDICION DE FLUJOS EN EL AIRE	34
5.1 Método de las fluctuaciones, 34	
5.2 El método del balance de energía, 35	
5.3 El método aerodinámico, 36	
CAPITULO VI: MICROMETEOROLOGIA DE LA CUBIERTA VEGETAL	41
6.1 Las superficies de intercambio, 41	
6.2 La radiación en el dosel vegetal, 42	
6.3 El viento en el dosel vegetal, 43	
6.4 Perfiles de temperatura, humedad y dióxido de carbono, 45	
6.5 Análisis y modelación del microclima, 47	
BIBLIOGRAFIA	51

INTRODUCCION

El microclima es el clima cerca del suelo, esto es el clima donde viven la mayoría de las plantas y animales. Las mayores amplitudes en las condiciones ambientales ocurren cerca de la superficie, y el microclima es diferente del clima que se tiene justo unos pocos metros encima de ésta.

En el estudio específico de las relaciones entre las condiciones micrometeorológicas y los cultivos, los principales problemas que deben ser considerados son: la tasa a la cual los cultivos pierden agua en un ambiente dado, cómo esta depende del ambiente y cómo minimizarla; la tasa a la cual los cultivos absorben dióxido de carbono para su uso en la fotosíntesis, cómo esta depende del ambiente y cómo maximizarla; qué determina el régimen de temperatura, humedad y viento en un cultivo y cómo estos influyen en determinar el crecimiento y desarrollo, además de sus efectos sobre la transpiración y la fotosíntesis; y cómo el microclima de hojas individuales (distinto del microclima del dosel como un todo) determina la actividad de insectos y hongos y el desarrollo de alteraciones y enfermedades que ellos causan.

Por lo tanto, un mejor conocimiento del microclima y de la interacción de este con los organismos vivientes es fundamental para alcanzar una productividad agrícola alta y sostenida, así como un manejo adecuado de los recursos terrestres. Dentro de este contexto, esta publicación presenta en seis capítulos algunos de los principios y leyes más importantes de la Micrometeorología aplicada a los cultivos. El primer capítulo trata de las radiaciones, sus leyes y propiedades radiativas de cuerpos naturales; el segundo de la transferencia de calor en el suelo; el tercero de las transferencias de calor y masa en el aire; el cuarto se refiere al balance de energía de las superficies naturales y la formulación de la evapotranspiración; el quinto trata de la estimación de los flujos de calor en el aire y el sexto se refiere a la micrometeorología de la cubierta vegetal.

CAPITULO I

LAS RADIACIONES

1.1 ORIGEN Y NATURALEZA DE LA RADIACION

La radiación nace en la superficie de un cuerpo en donde el calor es transformado en ondas electromagnéticas según las leyes de la termodinámica. Las ondas electromagnéticas se propagan en el vacío con una velocidad constante $c = 300.000 \text{ km/s}$ ($3 \times 10^8 \text{ m/s}$). La radiación está compuesta de radiaciones monocromáticas caracterizadas por una longitud de onda λ y una frecuencia ν (inverso del período de oscilación). Entre c , λ y ν existe la relación $\lambda = c/\nu$. La longitud de onda representa el camino recorrido por la onda durante un período de oscilación.

Al incidir sobre la superficie de otro medio la radiación emitida puede ser reflejada o transmitida si el medio es transparente, o absorbida, es decir transformada de nuevo en calor. El resultado de una transferencia de radiación es una transferencia de calor de un cuerpo al otro, pero lo que se propaga no es calor sino ondas electromagnéticas. Todos los cuerpos en la naturaleza emiten una radiación que es función de su temperatura de superficie. La habilidad para emitir y absorber radiación es una propiedad intrínseca de la materia (sólida, líquida o gas) y está siempre asociada con cambios en el estado energético de los átomos y moléculas que constituyen la materia.

En el cuadro siguiente se presenta la frecuencia y longitud de onda de los principales tipos de radiación que constituyen el espectro magnético.

Cuadro 1.1 Espectro electromagnético.

Tipo de radiación	Ambito de frecuencia (Hz)	Ambito de λ (m)
Ondas eléctricas	0 - 10^4	∞ - 3×10^4
Ondas de radio	10^4 - 10^{11}	3×10^4 - 3×10^{-3}
Infraroja	10^{11} - 4×10^{14}	3×10^{-3} - 7.6×10^{-7}
Visible	4×10^{14} - 7.5×10^{14}	7.6×10^{-7} - 4×10^{-7}
Ultravioleta	7.5×10^{14} - 3×10^{18}	4×10^{-7} - 10^{-10}
Rayos X	3×10^{16} - 3×10^{22}	10^{-8} - 10^{-14}
Rayos gamma	3×10^{18} - 3×10^{21}	10^{-10} - 10^{-13}

El poder reconciliar el comportamiento ondulatorio de la radiación con cantidades discretas de energía absorbida o emitida por la materia es uno de los principales logros de la física moderna. En 1900 Planck mostró que la radiación es emitida en cantidades discretas o "cuanta". La energía de un "quantum" individual es una cantidad de radiación indivisible, proporcional a su frecuencia y se calcula por $w = h\nu$, donde h , conocida como constante de Planck, tiene un valor de 6.626×10^{-34} Js. Un quantum de energía es excesivamente pequeño como unidad de medición. La energía requerida en reacciones fotoquímicas es convenientemente expresada en términos de moles de quanta, unidad llamada einstein (E). Un E es N quanta, donde $N = 6.02 \times 10^{23}$ (el número de Avogadro de moléculas en una molécula gramo), o sea 6.02×10^{23} fotones por mol.

1.2 ALGUNAS DEFINICIONES Y LEYES

Flujo radiante e irradianza.

Es la cantidad de energía emitida, transmitida o recibida por unidad de tiempo. Tiene como unidad el watio (W). El flujo radiante por unidad de área se llama densidad de flujo radiante ($W \cdot m^{-2}$). La densidad de flujo radiante incidente sobre una superficie se llama irradianza.

Cuerpo negro

Un cuerpo negro es un cuerpo que emite radiación con una intensidad máxima para cada longitud de onda y que absorbe completamente las radiaciones que pueden incidir sobre él.

La ley de Wien

Esta ley establece que la longitud de onda de máxima emisión de radiación (λ_x) de un cuerpo negro es inversamente proporcional a su temperatura superficial (T).

$$\lambda_x = 2897 / T \quad (1.1)$$

donde λ_x está dada en micrones y T en grados Kelvin (K). La ley de Wien significa que los cuerpos emiten radiaciones cuyas longitudes de onda son tanto más cortas cuanto más elevada es la temperatura de superficie. Así por ejemplo el sol con una temperatura superficial promedio de 6000 K tiene una longitud de onda de máxima emisión en $0.48 \mu m$, mientras que la tierra con temperatura promedio de 300 K emite con máxima intensidad en $9.7 \mu m$ (figura 1.1).

La ley de Stefan

Stefan mostró experimentalmente que el flujo de energía emitido en todas las direcciones por unidad de superficie de un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta de la superficie:

$$E = \sigma T^4 \quad (1.2)$$

Para E dada en W/m^2 , σ llamada constante de Stefan-Boltzmann es igual a $5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2} \cdot K^{-4}$.

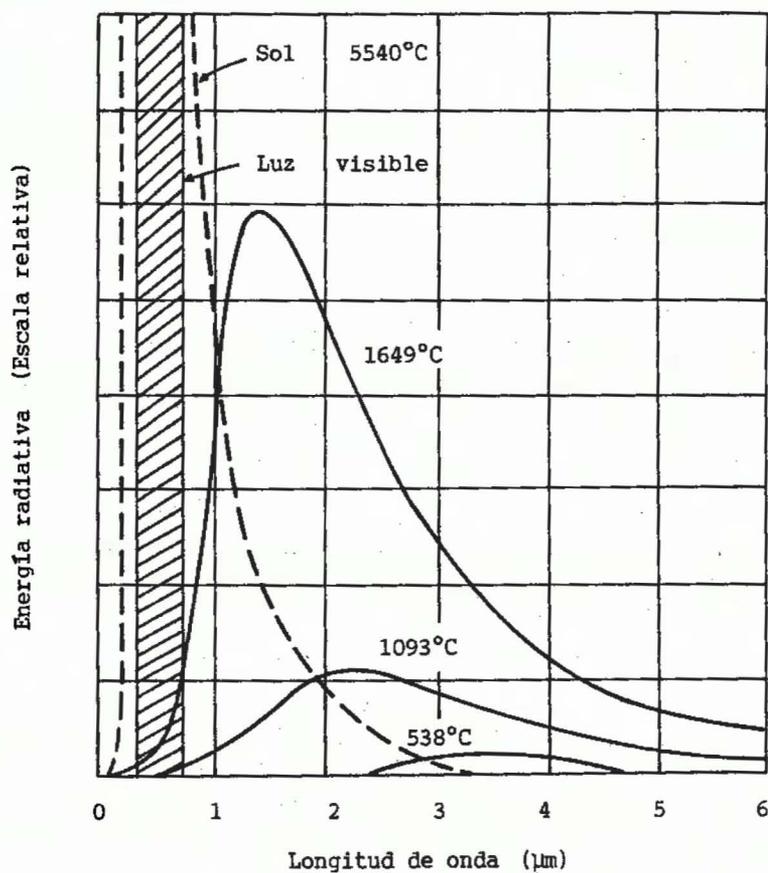


Fig. 1.1 Relación entre la energía emitida por un cuerpo negro y la longitud de onda a varias temperaturas (Adaptado de Kreith, 1967).

1.3 COMPORTAMIENTO DE LOS CUERPOS NATURALES

Los cuerpos naturales generalmente no se comportan exactamente como el cuerpo negro. A la misma temperatura emiten menos energía que el cuerpo negro y tampoco absorben toda la energía recibida por radiación como lo hace el cuerpo negro. Para describir este comportamiento se tiene que definir los siguientes coeficientes:

Coeficiente de emisión : ϵ

Para una longitud de onda dada como para un conjunto de radiaciones monocromáticas, el coeficiente de emisión se define como la relación entre la cantidad de radiación emitida por una superficie dada a una temperatura específica y la radiación emitida por un cuerpo negro a la misma temperatura. Así el ϵ de un cuerpo negro es uno.

Coeficiente de absorción: α

Se define como la relación entre la cantidad de radiación absorbida y la cantidad total incidente sobre una superficie. Así el α de un cuerpo negro es uno.

Coeficiente de reflexión : ρ .

Se define como la relación entre la radiación reflejada la radiación total que incide sobre una superficie.

Coeficiente de transmisión : τ .

Se define como la relación entre la radiación transmitida y la radiación total que incide sobre la superficie.

1.4. LAS RADIACIONES NATURALES

1.4.1 La radiación solar

Los estudios demuestran que el sol se comporta similar a un cuerpo negro con una temperatura superficial de 6000 K. La mayoría de la radiación emitida a esta temperatura corresponde a la longitud de onda de 0.3 a 3 μm por lo que se le denomina radiación de onda corta. Como se indicó antes, la cantidad de energía asociada a una longitud de onda es mayor cerca de 0.48 μm .

Integrado sobre todo el espectro, la energía emitida por el sol es cerca de 74 millones de vatios por metro cuadrado (de σT^4). La densidad de flujo de rayos solares recibidos sobre una superficie perpendicular a estos rayos al tope de la atmósfera y a la distancia media del sol a la tierra (1.5×10^8 km) ha sido estimada en cerca de 1353 W/m^2 (un poco menos de 2 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{mn}^{-1}$) y se le denomina constante solar. No toda la radiación emitida por el sol llega directamente a la tierra, sino que parte de esa radiación alcanza la tierra luego de haber sido dispersada por moléculas de gases y otras partículas existentes en la atmósfera. A esa radiación se le denomina difusa.

Al conjunto de radiaciones de diferentes longitudes de onda provenientes del sol se le denomina espectro solar. El espectro solar se divide en tres regiones principales: la región ultravioleta con longitudes de onda entre 0.3 y 0.4 μm ; la visible de 0.4 a 0.7 μm , y la infrarroja de 0.7 y 3 μm .

Fuera de la atmósfera, la radiación ultravioleta contiene cerca del 7 % de la energía del espectro solar. Esta radiación tiene mayor contenido energético (proporcional a $1/\lambda$) y es responsable de efectos biológicos importantes como inactivación de virus, formación de vitamina D, bactericida, quema del sol, cese del crecimiento, coagulación de alabúmina, hemólisis, estimulación del cáncer de piel, etc. El ozono absorbe y la atmósfera dispersa parte de esa radiación de manera que reduce la energía en esta banda de longitud de onda a cerca de 3 % de la radiación solar al nivel del mar.

A la radiación visible se le denomina con frecuencia luz solar y juega un papel preponderante en fotosíntesis, fotomorfogénesis, visión de animales y hombre, efectos fotoperiódicos en plantas y animales, etc. En esta parte del espectro el efecto principal de la atmósfera es dispersar radiación que es interceptada por moléculas individuales de nitrógeno, oxígeno y otros gases.

La difusión por las moléculas que componen la atmósfera obedece la ley de Rayleigh: la eficiencia de la dispersión es proporcional a $1/\lambda^4$. Así la luz azul es dispersada cerca de nueve veces más que la roja por ejemplo. La dispersión de Rayleigh es responsable del color azul del cielo. En la región visible, la absorción por gases atmosféricos es menos importante que la dispersión mientras que en la región infrarroja del espectro, la absorción es mucho más importante que la dispersión. Especialmente el vapor de agua tiene picos fuertes de absorción entre 0.9 y 3 μm . Así la presencia de vapor de agua en la atmósfera aumenta la cantidad de radiación visible en relación a la infrarroja.

La energía de la radiación solar es frecuentemente medida con instrumentos sensores sobre todo el espectro solar. Es importante para los biólogos conocer que fracción de esta energía recibida corresponde al espectro visible. En general se acepta que la radiación visible representa un 50 % de la radiación solar total. Así mismo para propósitos prácticos, el contenido de energía de radiación fotosintéticamente activa puede ser tomado como la mitad de la energía registrada con un solarímetro convencional.

1.4.2 La radiación de onda larga

La radiación de onda larga (entre 3 y 100 μm) es frecuentemente referida como radiación infrarroja o térmica. Es emitida continuamente por los componentes de la atmósfera y de la superficie terrestre. Todos los objetos con una temperatura mayor que el cero absoluto emite radiación a una intensidad proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta (ley de Stefan).

Cerca del 90 % de la energía de onda larga irradiada al espacio por la tierra es absorbida por la atmósfera, principalmente el vapor de agua, las nubes y el dióxido de carbono. La mayoría de esta radiación está devuelta o reirradiada nuevamente a la tierra.

Con frecuencia la radiación de onda larga se le denomina incorrectamente radiación nocturna. Aunque la emisión de onda larga es el único flujo radiativo durante la noche; de hecho, este también ocurre durante el día. Así dentro de la Biosfera, hay un contínuo intercambio de radiación de onda larga entre los componentes del ambiente.

1.5 EL BALANCE DE RADIACION A NIVEL DEL SUELO

1.5.1 Los diferentes tipos de radiación a nivel del suelo:

La radiación solar (R_g)

Representa la radiación incidente de ondas cortas (banda de 0.3 a 3 μm) recibida sobre una superficie horizontal y que proviene del cielo entero (ángulo sólido de 2π). Consta de dos tipo de radiaciones: radiación directa y radiación difusa.

La radiación solar directa (R_b)

Representa el flujo energético de ondas cortas que proviene del ángulo sólido limitado al disco solar recibido sobre una superficie perpendicular al eje de este ángulo sólido, es decir perpendicular a los rayos solares incidentes.

La radiación solar difusa (R_d)

Representa el flujo energético que proviene de la totalidad del hemisferio celeste con excepción del disco solar y recibido sobre una superficie horizontal. Es la radiación solar directa que ha sido difundida, es decir dispersada en todas las direcciones por las moléculas gaseosas, el vapor de agua y los aerosoles que componen la atmósfera.

La radiación atmosférica ($R_{1\downarrow}$)

Se define como el flujo de radiación de longitudes de onda largas recibido sobre una superficie horizontal y que proviene de la totalidad del hemisferio celeste. Está constituida por la radiación propia de la atmósfera gaseosa, de las nubes y de los aerosoles.

La radiación terrestre ($R_{1\uparrow}$)

Representa el flujo de radiación emitido en todo el hemisferio celeste por una superficie natural horizontal. Es la emisión hemisférica de la superficie considerada. Su valor es dado por la ley de Stefan:

$$R_{1\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1.3)$$

donde T_s es la temperatura y ϵ el factor de emisión o emisividad de la superficie. Para la mayoría de las superficies naturales ϵ está comprendida entre 0.96 y 1.

1.5.2 La ecuación del balance de radiación

Una fracción de la radiación solar incidente es reflejada por la superficie del suelo en todas las direcciones. El cociente de la radiación solar reflejada (R_r) por la radiación solar incidente (R_g) se llama albedo de la superficie y se denota a : $a = R_r/R_g$. El albedo varía en función de la naturaleza de la superficie y del ángulo de incidencia de los rayos solares. Las coberturas vegetales bajas tienen un albedo cuyo valor está generalmente entre 0.20 y 0.25. En cuanto a la radiación atmosférica ($R_{1\downarrow}$), las superficies naturales la absorben casi totalmente; su factor de absorción α en el infrarrojo es igual a su factor de emisión ϵ .

La radiación neta de una superficie natural es la diferencia entre los flujos de radiación que entran y los que salen y es una medida de la energía disponible en la superficie para evaporación, calentamiento del suelo y del aire, fotosíntesis, etc. El balance de radiación o radiación neta (R_n) de una superficie natural horizontal se escribe:

$$R_n = R_g - R_r + \alpha R_{1\downarrow} - R_{1\uparrow} \quad (1.4)$$

o como:

$$R_n = (1 - a) R_g + \epsilon (R_{1\downarrow} - \sigma T_s^4) \quad (1.5)$$

Normalmente la radiación neta es positiva durante el día y negativa por la noche (figura 1.2).

En muchas aplicaciones biológicas y de ingeniería es necesaria información sobre el valor de la radiación neta. Sin embargo, mientras la radiación solar se mide con frecuencia en muchas localidades en todo el mundo, la radiación neta se mide con poca frecuencia y comúnmente solo por períodos cortos en algunas investigaciones científicas. Se han hecho muchos intentos de relacionar la radiación neta a radiación solar medida mediante el uso de una ecuación de regresión de la forma $R_n = a R_g - b$, la cual ha dado muy buenos resultados.

1.6 PROPIEDADES RADIATIVAS DE CUERPOS NATURALES

La mayoría de los cuerpos naturales reflejan y transmiten la radiación solar (banda de 0.3 a 3 μm). A longitudes de onda larga (mayor de 3 μm), la mayoría de las superficies naturales se comportan como cuerpos negros: absorben casi 100 % y reflejan casi cero.

1.6.1 El agua

El albedo del agua clara es bastante constante, cerca de 0.05 para elevaciones solares mayores de 45 grados. Sin embargo, cuando la altura solar es menor, aumenta considerablemente. Así a 5 grados el albedo es de aproximadamente 0.60.

El espectro de absorción del agua puede ser dividido en tres regiones principales: en la parte visible, el agua es muy transparente, pero la luz roja es más absorbida que la luz azul. En el espectro de longitud de onda larga la absorción y emisión del agua son ambas cerca de 0.995. Entre la región visible y de longitud de onda larga, el agua tiene varias bandas de absorción, cuyos centros de banda

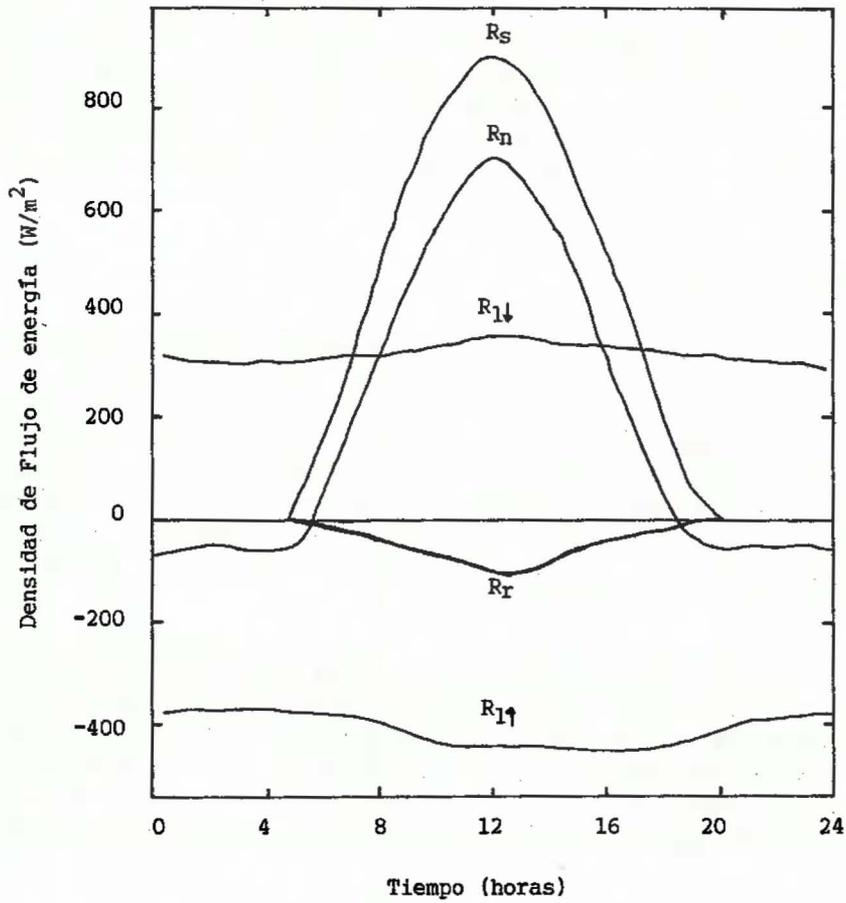


Fig. 1.2 Evolución diaria de los diferentes términos del balance de radiación en un bosque de pino en el Estado de Washington (Día de verano).

principalmente absorbidos se encuentran a 1.45 y 1.95 μm .

1.6.2 El suelo

La capacidad del suelo para reflejar la radiación depende principalmente de su contenido de materia orgánica, contenido de agua, tamaños y clases de partículas y ángulo de incidencia de la radiación. Generalmente los suelos reflejan muy poco en el azul y aumenta con la longitud de onda hasta alcanzar su máximo entre 1 y 2 μm . En general el albedo varía desde cerca de 10 % para suelos con alto contenido de materia orgánica y 30 % para arenas desérticas. Entre menor sea el diámetro de las partículas, mayor es la reflexión. Por otra parte entre mayor es el contenido de humedad de un suelo, menor es la reflexión debido principalmente a que la radiación es atrapada por reflexión interna en las interfases agua-aire formada por el menisco en los poros del suelo. En el espectro de onda larga, la mayoría de los suelos tienen un coeficiente de emisión entre 0.90 y 0.95.

1.6.3 La vegetación

En el espectro visible la mayoría de la radiación penetra la epidermis y es absorbida por los pigmentos de los cloroplastos, especialmente las clorofilas y carotenos. La absorción de luz verde (0.50-0.54 μm) es menos intensa que la de luz azul (0.40-0.47 μm), o de luz roja (0.6-0.7 μm). Por lo tanto la luz reflejada y transmitida por hojas jóvenes y saludables es predominantemente verde. Sobre todo el espectro visible la absorción está comúnmente entre 80 y 90 %. El restante 10 ó 20 % es dispersado en todas direcciones por reflexión y transmisión. Aproximadamente la misma cantidad de luz es dispersada hacia abajo por transmisión y hacia arriba por reflexión (figura 1.3).

Entre 0.7 y 1.0 μm , los pigmentos de las hojas absorben muy poca radiación, pero la absorción por fitocromo a 0.73 μm es de gran importancia en el control del desarrollo de las plantas por su efecto fotoperiódico. La reflexión y transmisión en esta banda de longitud de onda es de cerca de 40 a 45 % de la radiación incidente. A longitudes de onda mayores de 1 μm , el comportamiento espectral es dominado por la absorción por el agua, y sobre 3 μm , las hojas se comportan casi como un cuerpo negro.

Para derivar valores aproximados de albedo (coeficiente de reflexión para todo el espectro solar), se puede dividir el espectro solar en dos partes y asumir que el coeficiente de reflexión es constante en cada porción: 0.1 entre 0.4 y 0.7 μm y 0.4 entre 0.7 y 3 μm . Si cada porción contiene la mitad de la radiación disponible, el albedo: $a = \tau = (0.1 \times 0.5) + (0.4 \times 0.5) = 0.25$. Este valor es consistente con mediciones realizadas y que se muestran en el cuadro 1.2. Debido a que la parte visible del espectro hace una contribución muy baja a la reflexión y transmisión de radiación solar por las hojas, las comparaciones de color son irrelevantes para hacer escalas de coeficientes de reflexión para diferentes especies.

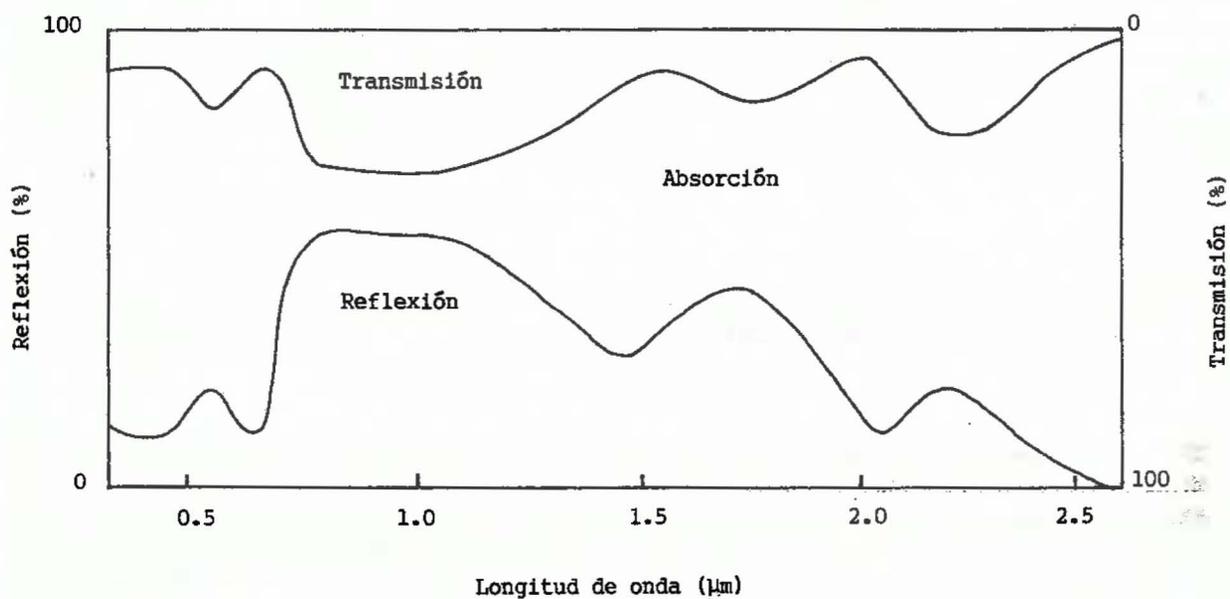


Fig. 1.3 Relación idealizada entre absorción, reflexión y transmisión de la radiación por una hoja verde (Adaptado de Monteith, 1973).

Cuadro 1.2 Valores de albedo para diferentes superficies vegetales, con máxima cobertura del suelo.

Cultivo	Latitud del sitio	Albedo
Pasto	52	0.24
Remolacha	52	0.26
Cebada	52	0.23
Trigo	52	0.26
Frijol	52	0.24
Maíz	43	0.22
Tabaco	43	0.24
Pepino	43	0.26
Tomate	43	0.23
Trigo	43	0.22
Pasturas	32	0.25
Cebada	32	0.26
Piña	22	0.15
Maíz	7	0.18
Tabaco	7	0.19
Sorgo	7	0.20
Caña de azúcar	7	0.15
Algodón	7	0.21
Maní	7	0.17
Bosque Trop. Húmedo	7	0.12
Bosque de Eucalyptus	32	0.19

El albedo de un dosel foliar (campo de cultivo o comunidad natural) depende de su geometría, ángulo respecto al sol y de las propiedades radiativas de sus componentes. En general, un valor máximo de 0.25 es registrado para superficies cortas como césped cortado. Para cultivos que crecen de 0.5 a 1 metro, el albedo está generalmente entre 0.18 y 0.25 cuando la cobertura del suelo es total, pero valores tan pequeños como 0.10 han sido registrados para bosques de coníferas. Esas diferencias se deben a que parte de la radiación es atrapada por reflexiones múltiples entre hojas y tallos adyacentes. Por la misma razón, el albedo para la mayoría de los tipos de vegetación cambia con el ángulo del sol. Valores mínimos del albedo son registrados cuando el sol se aproxima al cenit y aumenta conforme el sol desciende en el horizonte, debido a que hay menos posibilidad de dispersión múltiple entre los elementos del dosel. La dependencia del albedo del ángulo cenital también puede explicar porque los valores de albedo medidos en los trópicos son generalmente más pequeños que los para superficies similares en latitudes altas.

Aunque es difícil distinguir entre tipos de vegetación en base al albedo, las diferencias en reflectividad a longitudes de onda específicas son muy útiles para identificar especies desde satélites. Así mismo, el cambio en la reflectividad puede ser utilizado para detectar enfermedades fungosas y desórdenes metabólicos, los cuales alteran la distribución de los pigmentos de la hoja.

CAPITULO II

TRANSFERENCIA DE CALOR EN EL SUELO

La transferencia de calor en el suelo se hace por conducción térmica. Es un mecanismo de transferencia de calor basado en el movimiento y agitación permanentes de las moléculas constituyentes de los cuerpos naturales. No es importante en la atmósfera libre, porque los efectos de difusión molecular son despreciables en relación a la difusión turbulenta.

El suelo, así como los depósitos de agua (mar), actúan como un reservorio transitorio de calor que modera el clima cerca de su superficie: sumidero de energía durante los períodos de calentamiento (período diurno, verano) y fuente de energía durante períodos de enfriamiento (noche, invierno). Por ejemplo, un suelo húmedo con 1 m de profundidad puede ser capaz de absorber una gran proporción de la radiación neta diaria, mientras experimenta solo un incremento moderado de temperatura.

En análisis de la conducción de calor en el suelo es compleja, debido a que su superficie está expuesta a los ciclos diarios y estacionales de radiación y a que los cambios en el contenido de agua o compactación modifican profundamente sus propiedades térmicas.

2.1 LEYES DE PROPAGACION DEL CALOR EN EL SUELO

El flujo de calor G en una profundidad dada z bajo la superficie del suelo puede ser escrita como sigue (ley de Fourier):

$$G(z) = -k(z) (dT/dz) \quad (2.1)$$

donde dT/dz es el gradiente de temperatura dentro del suelo y k es una constante de proporcionalidad, llamada conductividad térmica del suelo. El signo negativo indica que el flujo circula a contra gradiente como en todas las leyes de este tipo.

La tasa de cambio del flujo G con la profundidad está relacionada con la tasa de variación de la temperatura con el tiempo según la ecuación siguiente:

$$dG(z)/dz = -d(pc_s T)/dt \quad (2.2)$$

donde pc_s representa la capacidad calórica del suelo (producto de su masa volumétrica por su calor específico).

Considerando una capa de suelo entre dos niveles z_1 y z_2 ($z_2 = z_1 + \delta z$) e integrando la ecuación precedente, es posible inferir la expresión del calor almacenado G en esta capa por unidad de superficie durante un período de tiempo δt :

$$G = [G(z_1) - G(z_2)] \delta t = \rho c_s \delta T \delta z \quad (2.3)$$

donde δT es el incremento en la temperatura promedio en la capa considerada. En períodos de enfriamiento, δT es negativo y el calor es liberado por flujo conductivo desde el almacén hacia la superficie del suelo.

Por la combinación de las ecuaciones 2.1 y 2.2 se obtiene la ecuación con derivadas parciales que relaciona las variaciones de temperatura con el tiempo t y la profundidad z , en medios homogéneos:

$$\partial T / \partial t = (k / \rho c_s) \partial^2 T / \partial z^2 = a (\partial^2 T / \partial z^2) \quad (2.4)$$

donde al coeficiente a se le denomina difusividad térmica.

Esta ecuación, válida para medios homogéneos, describe solamente patrones aproximados de variación de temperatura en el suelo ya que la porosidad, la repartición de la materia orgánica y del agua etc, hacen el suelo un medio muy heterogéneo.

2.2 PROPIEDADES TERMICAS DE LOS SUELOS

El régimen térmico del suelo se encuentra en dependencia estrecha de sus características térmicas, fundamentalmente su capacidad calórica y su conductividad térmica.

La capacidad calórica del suelo (o de cualquier cuerpo) es la relación entre el calor absorbido (o liberado) y el correspondiente aumento (o disminución) de la temperatura. Se expresa en joules por grado centígrado ($J/^\circ C$). Es el producto de su masa volumétrica ρ por su calor específico c_s . El calor específico es la cantidad de calor requerido para elevar la temperatura de un kilogramo de suelo en un grado centígrado. Tiene unidades de joules por kilogramo y grado centígrado ($J \text{ kg}^{-1} \text{ }^\circ C^{-1}$).

Por otra parte, la conductividad térmica (k) se define como la cantidad de calor que fluye por unidad de tiempo a través de una sección transversal de suelo en respuesta al gradiente de temperatura especificado. Tiene unidades de wats por metro por grado centígrado ($W \text{ m}^{-1} \text{ }^\circ C^{-1}$). Otro término importante es la difusividad térmica ($a = k / \rho c_s$) que se expresa en m^2 / s .

En el cuadro 2.1 se dan las propiedades térmicas de los principales constituyentes del suelo. El cuarzo y los minerales arcillosos, los cuales son los principales componentes sólidos de suelos minerales, tienen densidad y calor específico similar. La materia orgánica tiene cerca de la mitad de la densidad del cuarzo, pero cerca del doble de calor específico.

Cuadro 2.1 Propiedades térmicas de los componentes del suelo

Componente	Densidad ρ (g/cm ³)	Calor Espec. c_s (J/g°C)	Conductividad térmica k (W/m°C)	Difusividad térmica a (10 ⁻⁶ m ² /s)
Cuarzo	2.66	0.80	8.80	4.18
Minerales arcillosos	2.65	0.90	2.92	1.22
Mat.orgánica	1.30	1.92	0.25	0.10
Agua	1.00	4.18	0.57	0.15
Aire (20°C)	1.2x10 ⁻³	1.01	0.025	20.6

La conductividad térmica depende de la porosidad, contenido de humedad y contenido de materia orgánica en el suelo. A contenidos similares de humedad, la conductividad disminuye con el aumento de la porosidad. Así, por ejemplo, los suelos arenosos con mayor macroporosidad tienen menor conductividad que los francos y estos a su vez menos que los arcillosos. Además, en el campo, los suelos de textura fina tienen mayor contenido de agua, lo que aumenta su conductividad térmica. La compactación aumenta la conductividad por disminución del espacio poroso. En general, si otras condiciones son iguales, entre mayor sea la conductividad del suelo, menor es la variación de la temperatura en su superficie y mayor es su papel como almacén de calor.

Como el calor específico del agua es muy alto (4.18 J g⁻¹ °C⁻¹), la capacidad calórica de un suelo aumenta sustancialmente cuando su contenido en agua aumenta, ya que el agua sustituye el aire que tiene una capacidad calórica despreciable. Cuando se añade agua a un suelo muy seco, al inicio el agua reduce el efecto aislante del espacio poroso lleno de aire y su conductividad térmica (k) aumenta más rápidamente que su capacidad calórica (pc_s), por lo tanto la difusividad aumenta con el contenido de agua. Después, cuando el suelo está húmedo, el aumento de k con el contenido de agua es mucho menos rápido que el incremento de pc_s , por lo tanto la difusividad (a) disminuye con el contenido de agua. Entre estos dos regímenes alcanza su máximo en el punto donde un aumento del contenido de agua es responsable de un aumento fraccional igual de k y pc_s .

Los suelos orgánicos y de textura fina tienen generalmente mayor capacidad calórica que los suelos de textura gruesa, debido a su mayor capacidad de retención de agua. La conductividad térmica de la materia orgánica es relativamente pequeña y, por lo tanto, en condiciones húmedas, los suelos turbosos tienden a conducir menos el calor que los suelos arenosos.

2.3 MODELACION DEL REGIMEN TERMICO DE LOS SUELOS

La variación típica de la temperatura con el tiempo en la superficie de un suelo puede ser descrita asumiendo una onda sinusoidal durante el día o durante el ciclo anual:

$$T(0,t) = T_m + A(0) \text{ sen } \omega t \quad (2.5)$$

T_m es la temperatura media superficial; $A(0)$ es la amplitud de oscilación en la superficie, así que la temperatura máxima y mínima son $T_m + A$ y $T_m - A$; ω es la frecuencia angular de oscilación $\omega = 2\pi/\tau$, donde τ es el tiempo de oscilación (24 horas en un día o 365 días para un año). Si la temperatura en el momento t y a la profundidad z es $T(z,t)$, la solución de la ecuación 2.4 que satisface la condición límite 2.5 es:

$$T(z,t) = T_m + A(0) e^{(-z/D)} \text{ sen } (\omega t - z/D) \quad (2.6)$$

donde D se define de la manera siguiente:

$$D = (2a/\omega)^{1/2} \quad (2.7)$$

representando a la difusividad térmica. La solución encontrada se caracteriza por un desfase ($-z/D$) y un amortiguamiento que aumentan con la profundidad (figura 2.1). Entre menor es D , mayores son el desfase y el amortiguamiento. Un valor pequeño de D corresponde a un valor pequeño de a o un valor grande de ω , es decir un valor pequeño de τ . Eso significa que los suelos que conducen mal el calor desfasan y amortiguan más las oscilaciones de temperatura que los suelos que lo conducen bien. Eso significa también que más breve es la oscilación de temperatura, más importante es el amortiguamiento.

El flujo de calor en la superficie del suelo es dado por:

$$G = -k (dT/dz)_{z=0} \quad (2.8)$$

Derivando la expresión 2.6 se obtiene:

$$G = A(0) (pc_s k \omega)^{1/2} \text{ sen}(\omega t + \pi/4) \quad (2.9)$$

Esta fórmula, que da una estimación del flujo de calor en la superficie del suelo, muestra que existe un desfase de $\pi/4$, es decir 3 horas, entre las oscilaciones diarias de la temperatura y las del flujo.

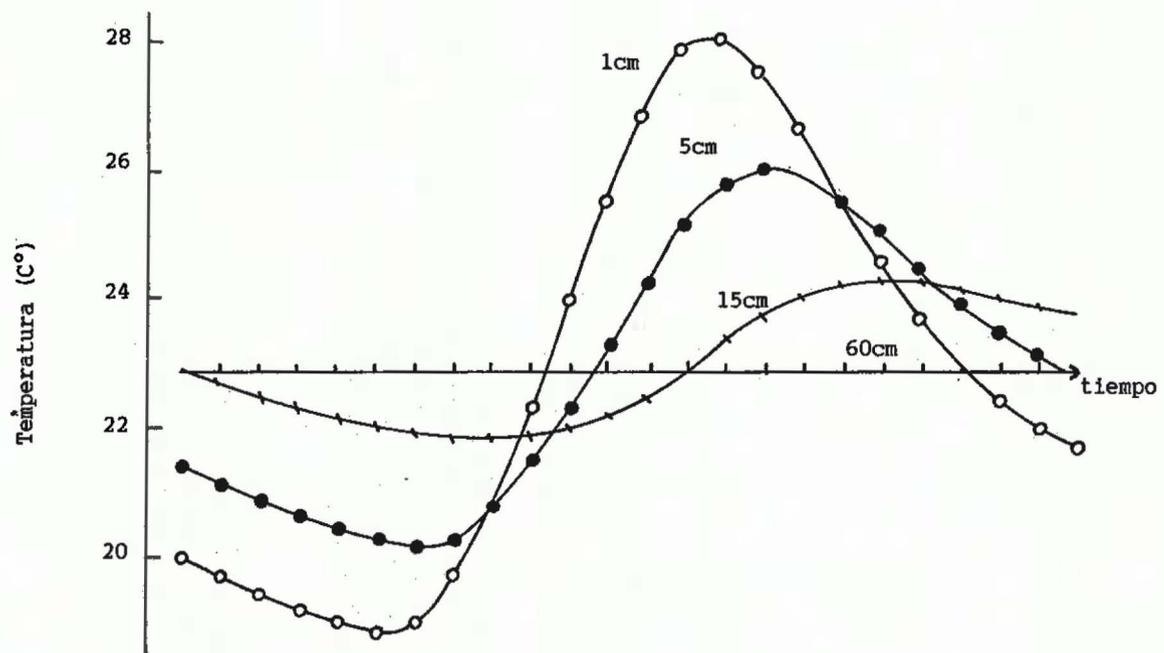


Fig. 2.1 Evolución diaria de la temperatura de un suelo a diferentes profundidades.

CAPITULO III

TRANSFERENCIAS EN EL AIRE

El proceso físico responsable de las transferencias de calor y masa en el aire se llama convección. De una manera general la convección se define como una transferencia que ocurre dentro de un fluido en movimiento. Se distinguen dos tipos de convección: la convección forzada y la convección libre. Hay convección forzada cuando el movimiento del aire es inducido por fuerzas externas al fluido en estudio. Por su parte en la convección libre el movimiento del aire es causado únicamente por diferencias de densidad dentro del fluido que generan lo que se llama fuerzas de flotabilidad. La convección libre corresponde al ascenso de aire caliente sobre superficies calentadas. En las condiciones naturales se encuentran generalmente juntos los dos tipos de convección, una debida al viento (forzada), la otra a los gradientes térmicos verticales (libre). En este caso se dice que la convección es mixta.

3.1 TRANSFERENCIAS EN LA CAPA LIMITE

El viento que fluye sobre la superficie de un objeto desarrolla una capa límite, zona de transición entre la superficie y el aire libre. En la capa límite la velocidad del aire pasa del valor cero en la superficie al valor característico del flujo de aire. Se pueden distinguir dos sub-capas.

La primera, muy delgada (unos milímetros), está ubicada inmediatamente sobre la superficie y es denominada capa límite laminar. El movimiento del aire es laminar (no hay interpenetración de los filamentos de aire) y los procesos de transferencia son controlados principalmente por difusión molecular. El comportamiento de esta sub-capa depende de las propiedades viscosas del aire y la transferencia de cantidad de movimiento está asociada con las fuerzas viscosas.

Sobre la capa laminar está la capa límite turbulenta, la cual es dominada por mezclas fuertes y movimientos turbulentos. Esta es la capa de mayor importancia para la Micrometeorología. Para superficies pequeñas, tales como hojas u otros órganos vegetales, la capa límite es laminar en los primeros milímetros (cerca del borde de ataque del viento) y después turbulenta. El espesor de la capa límite laminar no puede crecer indefinidamente porque el flujo llega a ser inestable y se rompe, dando origen a movimientos turbulentos.

La transferencia de calor y masa a través de la capa límite ocurre primero por difusión molecular (en la sub-capa laminar) y después por difusión turbulenta (en la sub-capa turbulenta). El flujo de calor se escribe en función de la diferencia de temperatura entre la superficie T_s y el aire libre T_a de la manera siguiente:

$$H = \rho c_p (T_s - T_a) / r_{b,H} \quad (3.1)$$

donde ρ representa la densidad del aire y c_p el calor específico del aire. $r_{b,H}$ es un parámetro que se llama resistencia de capa límite. El flujo (Φ) de masa de una magnitud q se escribe en función de la diferencia de concentración (C) de la magnitud entre la superficie y el aire libre:

$$\Phi_q = (C_{q,s} - C_{q,a}) / r_{b,q} \quad (3.2)$$

La resistencia de capa límite para una magnitud dada tal como el vapor de agua o el dióxido de carbono puede ser diferente de la para el calor.

3.2 CANTIDAD DE MOVIMIENTO Y PERFIL DE VIENTO

La capa límite turbulenta es la que predomina en las superficies que son aerodinámicamente rugosas, tales como bosques, cultivos, pastos, etc. Eso se debe a que continuamente, aún a velocidades bajas del viento, se genera turbulencia por el paso de aire sobre los elementos individuales de la vegetación. En este sentido, rugosidad significa que las fuerzas de fricción que retardan el flujo de aire (fuerzas de inercia) en la superficie rugosa, son mucho mayores que las fuerzas viscosas que tienden a mantener el flujo laminar. La fricción o fuerza que retarda el flujo causa una marcada variación en la velocidad media horizontal del viento. La cantidad de movimiento, que se define como el producto de la masa por la velocidad, es transferida de las partes más altas, donde la velocidad es mayor, hacia las partes más bajas, donde la velocidad es menor, o dicho de otra manera, de la corriente de aire a la superficie base. Esta transferencia de cantidad de movimiento del aire hacia la superficie es responsable de las demás transferencias turbulentas.

En una corriente turbulenta el movimiento de las partículas del fluido es desordenado y los filamentos de aire vecinos se interpenetran. El movimiento de aire es caracterizado por fluctuaciones que se manifiestan en cambios súbitos, erráticos y continuos en la velocidad y dirección del viento. Las fluctuaciones pequeñas, rápidas e irregulares del aire en movimiento parecen estar sobreimpuestas sobre otras más grandes y menos irregulares. Las fluctuaciones pequeñas con alta frecuencia están asociadas principalmente a la turbulencia mecánica, generada por efectos de fricción sobre la superficie. Las fluctuaciones grandes asociadas a bajas frecuencias son el resultado de turbulencia térmica relacionada a los efectos de flotabilidad. Es importante hacer notar que aunque el flujo de aire en la capa turbulenta no es regular, el comportamiento general promedio de propiedades tales como la velocidad del viento, temperatura del aire, humedad, concentración de dióxido de carbono, pueden ser examinadas sistemáticamente sobre una base estadística. Para este propósito períodos promedios de cerca de 15-30 minutos se consideran adecuados.

Es necesario conocer la variación de la velocidad del viento con la altura encima de una superficie natural, al menos por dos razones: de la descripción del perfil es posible estimar la efectividad de los procesos de intercambio vertical y conociendo la velocidad del viento a un nivel fijo o de referencia, se puede estimar la velocidad del viento en otros niveles, para diferentes aplicaciones.

La fuerza de fricción total por unidad de área superficial es llamada fuerza de cizallamiento (τ) y se confunde con el flujo de cantidad de movimiento (cantidad de movimiento por unidad de área y por unidad de tiempo). La magnitud del flujo de cantidad de movimiento es un indicador de la efectividad de la turbulencia en el intercambio de vapor de agua, calor sensible, dióxido de carbono, etc, entre la superficie y la atmósfera.

Como se indicó antes, cerca de la superficie de la tierra la turbulencia se manifiesta por cambios súbitos, erráticos y continuos de la velocidad y dirección del viento, pero en condiciones restringidas, la velocidad media del viento aumenta logarítmicamente con la altura, dentro de unos pocos metros sobre la superficie. Las principales restricciones son:

- a. La superficie base es horizontal y uniforme, esto es, compuesta de elementos rugosos (plantas, árboles, etc) de más o menos la misma altura y espaciamiento regular.
- b. Las medidas están referidas a la capa límite característica de la superficie base.
- c. La turbulencia es generada únicamente por fuerzas mecánicas de fricción y no por flotabilidad.
- d. La velocidad del viento es promediada sobre un período sustancialmente mayor que el período característico de fluctuaciones en la velocidad instantánea del viento. En la práctica el período promedio deber ser al menos 10 minutos y los perfiles de velocidad media son usualmente determinados para intervalos de 15 a 30 minutos.

En sitios abiertos, con superficies planas, relativamente lisas, de estabilidad atmosférica neutra, la velocidad media horizontal del viento u puede ser descrita como una función logarítmica de la altura z :

$$u(z) = (u_* / k) \ln (z/z_0) \quad (3.3)$$

k es la constante de von Karman (0.41).

z_0 es el parámetro o longitud de la rugosidad.

u_* es la velocidad de fricción.

La velocidad de fricción (u_*) está dada por la ecuación:

$$u_* = (\tau/p)^{1/2} \quad (3.4)$$

τ es la fuerza de cizallamiento o flujo de cantidad de movimiento y p es la densidad del aire. En la práctica u_* / k es la pendiente de la recta que relaciona la velocidad $u(z)$ en la escala lineal con el logaritmo de z (figura 3.1).

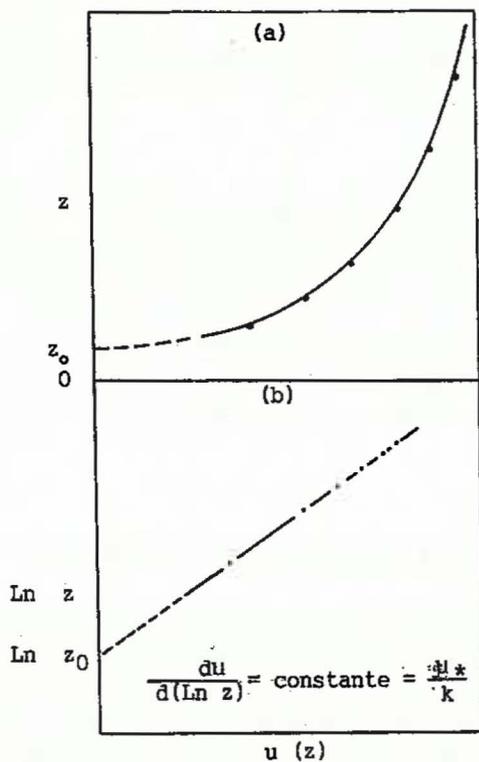


Fig. 3.1 Perfil típico de velocidad del viento para sitios abiertos de superficie plana: (a) plotado contra la altura z ; (b) Plotado contra el logaritmo de z (Adaptado de Thom, 1975).



Para coberturas vegetales que tienen una cierta altura, tales como el dosel de un cultivo, es necesario introducir un término denominado altura de desplazamiento del plano cero (d) (figura 3.2), que indica el nivel medio al cual la cantidad de movimiento es absorbido por los elementos individuales de la comunidad vegetal. Por lo tanto, la relación entre altura y velocidad del viento se transforma en la siguiente fórmula:

$$u(z) = (u_* / k) \ln[(z-d)/z_0] \quad (3.5)$$

En general el valor de la altura de desplazamiento del plano cero varía entre cincuenta y ochenta por ciento de la altura de la cubierta vegetal (h_c). En la práctica se usa $d = 0.7 h_c$.

La rugosidad aerodinámica z_0 de la superficie, sobre la cual el perfil de velocidad del viento es medido, se puede determinar extrapolando la recta que relaciona $u(z)$ y $\ln z$, en el punto donde $u = 0$ (intercepto sobre eje Y). Para propósitos prácticos la longitud de rugosidad z_0 se puede estimar de $z_0 = 0.13 h_c$. También por experimento y error se puede encontrar el valor de d , cuando al plotear u contra $\ln(z-d)$, se obtiene una línea recta, (figura 3.2). Con el conocimiento de z_0 y d el perfil completo del viento sobre el dosel puede ser construido a partir del valor de u a un nivel de referencia que permite determinar el valor del último parámetro faltante, u_* .

3.3 EXPRESIONES DE LAS TRANSFERENCIAS EN EL AIRE

En la corriente turbulenta de aire encima de las superficies naturales, el proceso de transferencia es dominado por el efecto de difusión turbulenta, aunque la difusión molecular continúa operando. La difusión turbulenta corresponde a un fenómeno de transferencia lateral comparable al fenómeno de difusión molecular provocado por la agitación térmica de las moléculas. Las pequeñas partículas de fluido en movimiento desordenado son el equivalente de las moléculas en agitación permanente. Además de esta turbulencia mecánica o friccional ligada al viento, la transferencia de cantidad de movimiento, o de cualquier magnitud asociada al aire, puede llevarse a cabo también por fuerzas de flotabilidad que corresponden al movimiento vertical de parcelas de aire que están más frías o más calientes que sus alrededores.

Introduciendo un coeficiente de difusión turbulenta para cantidad de movimiento (K_M), análogo al coeficiente de difusión molecular (o viscosidad cinemática), el flujo descendente de cantidad de movimiento o fuerza de cizallamiento a la altura z en la capa límite puede ser escrito en la forma siguiente:

$$\tau(z) = \rho K_M (du/dz) \quad (3.6)$$

Dado que $u_* = (\tau/\rho)^{1/2}$ entonces: $\tau = \rho u_*^2$, además:

$$\tau = \rho K_M (du/dz) = \rho K_M (u_* / k) / (z-d),$$

por lo tanto, el coeficiente de transferencia de cantidad de movimiento puede ser calculado a partir de la siguientes expresión:

$$K_M = k u_* (z-d) \quad (3.7)$$

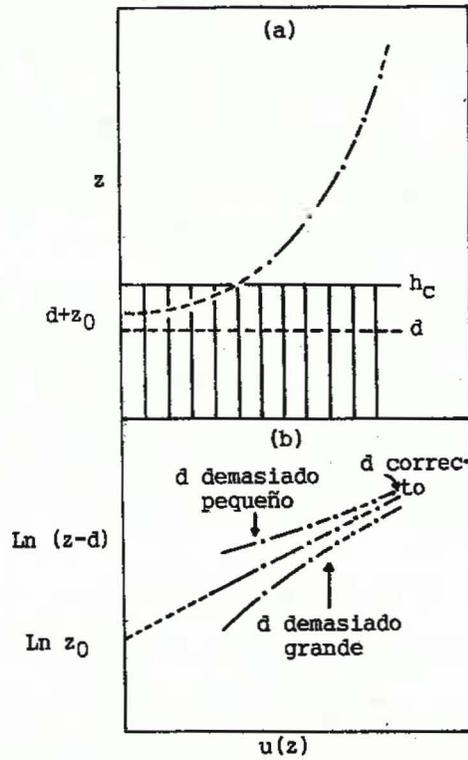


Fig. 3.2 Perfil típico de velocidad del viento sobre una superficie uniforme y plana de vegetación de altura h_c : (a) planteado contra la altura z ; (b) planteado contra el logaritmo de la distancia sobre la altura de desplazamiento del plano cero (Adaptado de Thom, 1975).

Esta ecuación permite calcular K_M si se conoce u_* y d , es decir el perfil de viento. K_M aumenta linealmente con la altura, sobre la altura de desplazamiento del plano cero. Esta es una característica fundamental de la transferencia de cantidad de movimiento en una capa límite turbulenta.

Las leyes de difusión turbulenta son análogas a las de la difusión molecular. El flujo (Φ) de una magnitud q , que puede ser el calor o la masa de un constituyente (ej. agua, dióxido de carbono), es proporcional al gradiente de concentración:

$$\Phi_q = -K_q(z) \frac{dC_q(z)}{dz} \quad (3.8)$$

$K_q(z)$ es la difusividad turbulenta de la magnitud q a la altura z . El signo negativo indica que el flujo circula a contra gradiente.

Al integrar la ecuación 3.8 entre dos niveles z_1 y z_2 ($z_1 < z_2$) de la zona de flujo conservativo, se obtiene:

$$\Phi_q \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_q(z)} = C_q(z_1) - C_q(z_2) \quad (3.9)$$

Poniendo: $r_{a,q} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_q(z)}$, la relación 3.9 se puede escribir:

$$\Phi_q = [C_q(z_1) - C_q(z_2)] / r_{a,q} \quad (3.10)$$

Esta relación representa la segunda forma (llamada forma integral) de la ley de

la difusión. $r_{a,q}$ se llama resistencia aerodinámica del aire a la transferencia de la magnitud q . Si q representa la cantidad de movimiento y si z_1 representa la altura $d+z_0$, que corresponde al sumidero ficticio de la cantidad de movimiento, la resistencia aerodinámica para transferencia de cantidad de movimiento entre este nivel y un nivel z será:

$$r_{a,M} = 1/ku_* \int_{d+z_0}^z \frac{dz}{(z-d)} = u(z)/u_*^2 \quad (3.11)$$

el flujo vertical de calor sensible transferido por turbulencia se escribe en función del gradiente de temperatura:

$$H = -\rho c_p K_H \frac{dT}{dz} \quad (3.12)$$

o, en forma integral en términos de resistencia:

$$H = \rho c_p [T(z_1) - T(z_2)] / r_{a,H} \quad (3.13)$$

ρ es la masa volumétrica del aire, c_p el calor específico del aire, K_H es el coeficiente de transferencia turbulenta de calor y $r_{a,H}$ la resistencia aerodinámica para el calor entre los niveles z_1 y z_2 . En la mayoría de los casos se puede asumir que $K_H = K_M$ y $r_{a,H} = r_{a,M}$ (hipótesis de similitud). Así, conociendo el gradiente de temperatura y el perfil de viento (u_* , d y z_0) dentro de la capa límite se puede estimar el flujo de calor sensible. Si la superficie está más caliente que el aire, lo que ocurre durante los períodos de calentamiento típicos del período diurno (radiación

neta positiva, inestabilidad térmica), el calor sensible fluye de la superficie hacia el aire; cuando la superficie está más fría, lo que ocurre durante la noche (radiación neta negativa, estabilidad térmica), la energía fluye del aire hacia la superficie.

El flujo de vapor de agua, en la capa límite de las superficies naturales, representa la pérdida de agua de la superficie por evaporación o la ganancia de agua por condensación (rocío). Si C_v representa la concentración de vapor de agua en el aire, el flujo se escribe:

$$E = - K_v (dC_v/dz) \quad (3.14)$$

Así mismo si C_c representa la concentración de dióxido de carbono en el aire, el flujo correspondiente se escribe de la manera siguiente:

$$A = - K_c (dC_c/dz) \quad (3.15)$$

En la capa límite los coeficientes de difusión turbulenta para masa (vapor o CO_2) pueden ser considerados como iguales al coeficiente para cantidad de movimiento (hipótesis de similaridad). Las ecuaciones 3.14 y 3.15 pueden también ser escritas en forma integral como la ecuación 3.13. El gradiente dC/dz se determina experimentalmente por medición de la concentración de vapor de agua o dióxido de carbono en un número de alturas sobre la superficie considerada y dentro de la capa límite en equilibrio con esta superficie.

CAPITULO IV

EL BALANCE DE ENERGIA DE LAS SUPERFICIES NATURALES Y LA FORMULACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION

El principio de conservación de la energía establece que en cualquier sistema físico o biológico las ganancias de energía deben ser iguales a las pérdidas. Este principio de conservación es una herramienta muy útil en Micrometeorología porque permite analizar y cuantificar los diferentes componentes del balance de energía de las superficies naturales, los cuales no pueden siempre ser observados directamente.

La temperatura en cualquier punto de una superficie natural o de un organismo vegetal responde a cambios en el suministro o en la disipación de energía. Cuando uno o más componentes del balance de energía cambia, hay un cambio compensatorio de temperatura para restaurar el equilibrio térmico. La temperatura de tejidos vegetales y animales de sangre fría (poikilotermos) es dictada solamente por el ambiente térmico y siempre responde a un cambio en el ambiente. En animales de sangre caliente (homotermos), la temperatura es mantenida aproximadamente constante por mecanismos fisiológicos, los cuales alteran la tasa a la cual el calor es producido por metabolismo y disipado por convección y evaporación.

4.1 LA ECUACION DEL BALANCE DE ENERGIA

El balance energético de una superficie natural evaporante puede ser expresado por la ecuación siguiente:

$$R_n + H + \lambda E + G + M + J = 0 \quad (4.1)$$

R_n es la radiación neta; H es el flujo convectivo de calor sensible; λE es el flujo convectivo de calor latente que corresponde a la cantidad de energía involucrada en el proceso de evaporación E (λ representa el calor latente de vaporización, es decir, la energía que consume el agua para pasar del estado líquido al estado de vapor, y vale alrededor de 2400 J por gramo); G es el flujo de calor en el suelo; M representa la producción o consumo de calor por el metabolismo (fotosíntesis y respiración); J representa la variación en el almacenamiento de calor por la superficie considerada. Cada término representa un flujo de energía por unidad de área superficial. Los flujos son positivos cuando representan ganancias de energía y negativos cuando representan pérdidas. El término J de la ecuación es generalmente despreciable para plantas, y si la energía usada en las transformaciones químicas es pequeña, el término M puede también ser ignorado. Así el balance de energía se transforma en la ecuación más simple:

$$R_n + H + \lambda E + G = 0 \quad (4.2)$$

El sol es la fuente de prácticamente toda la energía de la Biosfera, y durante el día la radiación neta (que incluye la radiación solar) tiende a dominar el balance de energía. Debido a ello e ignorando la convención de signos, se acostumbra escribir la ecuación del balance de energía como la radiación neta contra la suma de los otros

componentes del balance:

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (4.3)$$

Recordando que cuando $R_n > 0$ (condición típica del período diurno), la suma de la derecha de la igualdad representa pérdidas de calor del sistema y que cuando $R_n < 0$ (período nocturno), la suma de los otros términos representa ganancia de calor.

Las variaciones diurnas de R_n en un sitio ocurren principalmente en respuesta a la variación de la radiación solar. Sobre un dosel forestal, por ejemplo, R_n puede variar generalmente desde menos de cero, durante la noche, a un máximo de un poco más de 700 W/m^2 , durante las horas del mediodía. Típicamente, durante el período diurno, la magnitud absoluta de R_n es mayor que la de cualquiera de los otros términos.

El almacenamiento de calor en la cubierta vegetal depende de la capacidad térmica volumétrica del sistema y del régimen de radiación neta. La tasa de almacenamiento de calor en el volumen aéreo de un bosque, por ejemplo, es generalmente un orden de magnitud más pequeño que la radiación neta durante el día. El calor almacenado por el dosel durante el día es liberado durante la noche (balance diario = cero).

El almacenamiento de calor en el suelo es mucho mayor que en la vegetación. La tasa de conducción de calor dentro del suelo cerca del mediodía, puede representar 20 % o más de la radiación neta si la superficie está descubierta. Sin embargo, bajo coberturas vegetales densas, la amplitud diaria de la temperatura superficial es grandemente reducida y la tasa de almacenamiento de calor disminuye. Es claro que durante épocas de calentamiento (R_n y la temperatura del suelo aumentando), el almacenamiento diario de calor en el suelo es generalmente mucho mayor que la liberación nocturna. Lo opuesto es cierto durante períodos de enfriamiento.

La energía metabólica (M), es generalmente pequeña e ignorada en la evaluación de balances de energía de cubiertas de plantas. Su magnitud es similar al error involucrado en la medición de otros componentes del balance de energía.

La convección del calor es uno de los principales mecanismos de transferencia de energía en la Biosfera; es proporcional a la diferencia de temperatura (superficie-aire) y depende de la velocidad efectiva del viento. Sobre superficies relativamente secas esta constituye la principal forma de disipación de la radiación neta. Sobre superficies húmedas o vegetación con buen abastecimiento hídrico, el enfriamiento evaporativo es generalmente más importante que el intercambio convectivo de calor sensible. El proceso inverso de la evaporación es la condensación del vapor de agua, que libera energía calórica y representa un ingreso de calor para la superficie. Debido a que H y λE frecuentemente abarcan la mayor parte del flujo de radiación neta, la relación $C/\lambda E$ (llamada relación de Bowen y notada β) es de gran interés porque indica cómo se parte la energía radiativa disponible en calor sensible y latente.

En la figura 4.1 se muestran las variaciones medias horarias de los componentes del balance de energía para una plantación de avena durante la floración y la maduración.

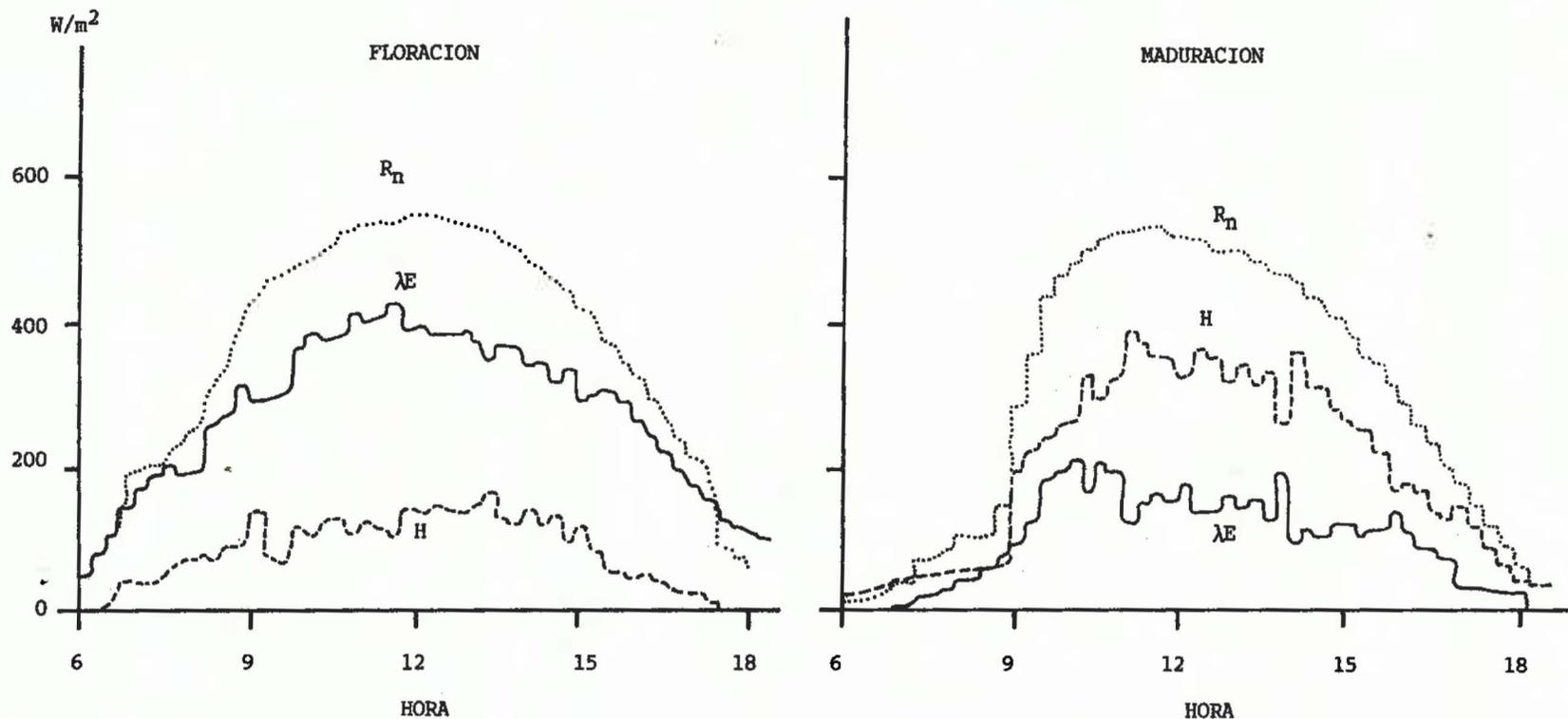


Fig. 4.1 BALANCE DE ENERGIA: Evolución en el transcurso del día de la radiación neta R_n , el flujo de calor latente λE y el flujo de calor sensible H de un cultivo de avena durante la floración y la maduración (Perrier, 1987).

4.2 FORMULACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION

Actualmente todas las fórmulas de evaporación o evapotranspiración que tienen un carácter físico se basan sobre la ecuación básica que derivó el inglés H. Penman en 1948. La fórmula original de Penman, derivada de la ecuación del balance de energía antes mencionada, da la evaporación de una superficie saturada, es decir una superficie donde la presión de vapor de agua es igual a la presión máxima posible en esas condiciones, como por ejemplo, una capa de agua libre o un suelo desnudo completamente mojado.

4.2.1 La ecuación de Penman

Para derivar la ecuación de Penman se necesitan tres ecuaciones básicas:

- a. Las dos ecuaciones que traducen las transferencias de calor sensible H y calor latente λE entre la superficie y el aire:

$$H = \rho c_p (T_s - T_a) / r_a \quad (4.4)$$

$$\lambda E = (\rho c_p / \gamma) (e_s - e_a) / r_a \quad \text{con } e_s = e^*(T_s) \quad (4.5)$$

- b. La ecuación que traduce el balance de energía de la superficie:

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (4.6)$$

En estas ecuaciones ρ representa la densidad o masa volumétrica del aire, c_p su calor específico a presión constante, γ la constante psicrométrica, T_s la temperatura de la superficie, T_a la temperatura del aire a una altura de referencia, e_s la presión de vapor a nivel de la superficie, e_a la presión de vapor del aire, e^* la presión de vapor de saturación, r_a la resistencia a la difusión en el aire, R_n la radiación neta y G el flujo de calor transmitido por conducción en el suelo.

Para derivar la ecuación de Penman hay que linearizar la función e^* , usando una aproximación de Taylor de primer orden, centrada sobre la temperatura del aire T_a :

$$e^*(T_s) \approx e^*(T_a) + s(T_s - T_a) \quad (4.7)$$

representando s la primera derivada de la función e^* calculada a la temperatura T_a (es decir la pendiente de la curva $e^*(T)$ en este punto). Se puede escribir el flujo de calor latente:

$$\lambda E = (\rho c_p / \gamma) [e^*(T_s) - e^*(T_a) + e^*(T_a) - e_a] / r_a$$

$$\lambda E = (\rho c_p / \gamma) [s(T_s - T_a) + e^*(T_a) - e_a] / r_a$$

Combinando la expresión del flujo de calor sensible con la del balance de energía se puede despejar la expresión siguiente de $(T_s - T_a)$:

$$T_s - T_a = r_a (R_n - G - \lambda E) / \rho c_p$$

Esta expresión, puesta en la ecuación precedente, con $D_a = e^*(T_a) - e_a$, siendo D_a el déficit de saturación del aire, permite escribir λE de la siguiente manera:

$$\lambda E = \frac{s(R_n - G) + \rho c_p D_a / r_a}{s + \gamma} \quad (4.8)$$

lo que constituye la ecuación original de Penman (1948).

4.2.2 La ecuación de Penman-Monteith

La ecuación original de Penman puede ser fácilmente modificada para describir la tasa de evaporación a partir de una superficie seca, es decir no saturada, cuando una resistencia de superficie a la transferencia de vapor existe entre el nivel donde la evaporación tiene lugar y la interface con la atmósfera, fuente (o sumidero) de calor sensible. Un ejemplo común está representado por una hoja con la epidermis actuando como fuente de calor y las cavidades subestomáticas actuando como fuente de vapor. Otro ejemplo es un mulch, es decir una capa delgada y seca de suelo cubriendo una parte húmeda.

Las tres ecuaciones básicas (4.4), (4.5) y (4.6) son válidas si se modifica la expresión del flujo de calor latente, agregando a la resistencia de difusión en el aire r_a una resistencia de superficie r_s que caracteriza el freno estomático en el caso de la hoja:

$$\lambda E = (c_p / \gamma) (e^*(T_a) - e_a) / (r_s + r_a) \quad (4.9)$$

Esta fórmula está válida si los dos niveles de intercambio (calor y vapor) tienen la misma temperatura, lo que se cumple en el caso de una hoja o de un mulch muy delgado.

Desarrollando las tres ecuaciones básicas de la misma manera que en el párrafo 4.2.1 se llega a la ecuación siguiente (Penman, 1953):

$$\lambda E = \frac{s(R_n - G) + \rho c_p D_a / r_a}{s + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (4.10)$$

que va a servir a Monteith como base de extrapolación para su fórmula.

El problema que surgió a principios de los años sesenta fue de poder relacionar la evapotranspiración global de una cubierta vegetal con los flujos elementales a nivel de las hojas, y particularmente, con el concepto de resistencia estomática foliar tal como se mide con un porómetro. La idea de Monteith (1963) fue de asimilar la cubierta a una gran hoja que intercambia calor y vapor de agua con la atmósfera y aplicar la ecuación (4.10) a esta hoja. El plano ficticio que corresponde a esta hoja estaría ubicado al mismo nivel que el sumidero de cantidad de movimiento, es decir la altura $d + z_0$ encima del suelo, siendo d la altura de desplazamiento del plano cero y z_0 la altura de rugosidad. El nivel $d + z_0$ corresponde a la altura a la cual el perfil logarítmico de velocidad del viento encima de la cubierta vegetal toma el valor de cero.

La ecuación de Penman-Monteith tiene entonces el mismo formalismo matemático que la segunda ecuación de Penman (ecuación 4.10). La resistencia a la difusión en el aire r_a se calcula entre el nivel $d+z_0$, origen supuesto de los flujos, y la altura de referencia donde se mide el déficit de saturación D_a . La resistencia r_s , llamada resistencia de superficie, es considerada como un factor biológico que depende únicamente del área foliar de la cubierta y de la resistencia estomática de las diferentes hojas.

En realidad, la idea original de Monteith de ubicar la superficie equivalente de intercambio al nivel del sumidero efectivo de cantidad de movimiento es cuestionable y sin fundamento teórico. Luego, Thom (1972) mostró que la transferencia de calor y de vapor encuentra una mayor resistencia aerodinámica que la transferencia de cantidad de movimiento y que, por consiguiente, la fuente efectiva de calor sensible y latente debe estar ubicada a un nivel más bajo que $d+z_0$, es decir $d+z_h$, con $z_h < z_0$. Por consiguiente, la resistencia aerodinámica r_a se escribe:

$$r_a = \ln[(z-d)/z_h]/k u_* = \ln[(z-d)/z_0]/k u_* + \ln(z_0/z_h)/k u_* \quad (4.11)$$

siendo k la constante de Karman y u_* la velocidad de fricción.

El cálculo de la resistencia global de superficie $r_{s,c}$ a partir de las resistencias estomáticas elementales r_s de las hojas es otro problema.

4.2.3 El cálculo de la resistencia de superficie

A nivel de la hoja

Cuando las hojas transpiran, el agua se evapora dentro de la cavidad subestomática y escapa a la atmósfera por difusión a través de los poros estomáticos y de la capa límite de la hoja. Durante la fotosíntesis, las moléculas de CO_2 siguen el mismo camino de difusión en sentido opuesto. La resistencia opuesta por la capa límite a la difusión de un gas depende de las dimensiones de la hoja y la velocidad del viento, mientras la resistencia de los poros estomáticos depende únicamente de sus características geométricas, de su espaciamiento, y por supuesto, de su grado de abertura.

Las hojas de la mayoría de las especies tienen entre 100 y 200 estomas por mm^2 distribuidos en ambas epidermis, adaxial y abaxial (hojas anfiestomáticas), o únicamente en la epidermis abaxial (hojas hipoestomáticas). La extensión de un poro está comúnmente entre 10 y 30 μm . Debido a que los estomas tienden a ser más pequeños en hojas donde ellos son más numerosos, la fracción de la superficie foliar ocupada por poros no varía mucho entre especies y es generalmente menor de 1%. Muchas mesófitas tienen resistencias estomáticas mínimas en el ámbito de 100 a 200 s/m . Las xerófitas tienen resistencias mínimas más grandes, generalmente sobre 3000 s/m . En ambos tipos de planta, la resistencia de la cutícula es generalmente mucho mayor que la resistencia estomática, por lo que su papel en la transferencia de vapor de agua y CO_2 puede ser ignorado. Los valores de resistencia de capa límite (r_b), para hojas pequeñas y en condiciones de viento leve, están entre 30 y 100 s/m .

La analogía con sistemas eléctricos provee una vía útil para visualizar el proceso de difusión del vapor de agua desde la cavidad subestomática al aire externo (figura 4.2). Cuando se tienen hojas anfiestomáticas, la resistencia total para cada superficie es la suma de dos resistencias en serie, esto es: $r_s + r_b$, siendo r_s la resistencia estomática y r_b la resistencia de capa límite, y la resistencia de toda la hoja es la suma de las resistencias de las dos superficies en paralelo. Si cada superficie tiene las mismas resistencias r_s y r_b , la resistencia de toda la hoja será:

$$[1/(r_s + r_b) + 1/(r_s + r_b)]^{-1} = (r_s + r_b)/2 \quad (4.12)$$

Cuando r_s es mucho mayor que r_b , la resistencia de la hoja es aproximadamente $r_s/2$. Si la hoja es hipoestomática, la resistencia de la parte abaxial es: $r_s + r_b$, y la resistencia de la superficie adaxial es: $x + r_b$, donde x es una resistencia mucho mayor que r_s que representa la resistencia de la cutícula. Combinando estas resistencias en paralelo da que la resistencia total de la hoja es:

$$[1/(r_s + r_b) + 1/(x + r_b)]^{-1} \approx r_s + r_b \quad (4.13)$$

lo cual es aproximadamente igual a r_s cuando r_b es mucho más pequeña que r_s .

A nivel de la cubierta

Cuando la evaporación del suelo es despreciable, Monteith (1973) interpreta la resistencia de superficie $r_{s,c}$ de su ecuación (4.10) como la resistencia estomática efectiva de todas las hojas actuando como resistencias en paralelo y propone calcularla de la siguiente manera:

$$r_{s,c} = \bar{r}_s / 2L \quad (4.14)$$

donde \bar{r}_s es la resistencia estomática media de las hojas y L el índice de área foliar de la cubierta. Una manera más correcta sería dividir la cubierta vegetal en varias capas paralelas, cada una con un índice parcial de área foliar δL_i , calcular para cada capa una resistencia estomática $r_{s,c,i}$ como $\bar{r}_{s,i} / 2\delta L_i$, donde $\bar{r}_{s,i}$ es la resistencia foliar media de la capa i , e interpretar la resistencia de superficie $r_{s,c}$ como la resistencia efectiva de las resistencias $r_{s,c,i}$ actuando en paralelo:

$$r_{s,c} = 1 / \sum_i (1/r_{s,c,i}) \quad (4.15)$$

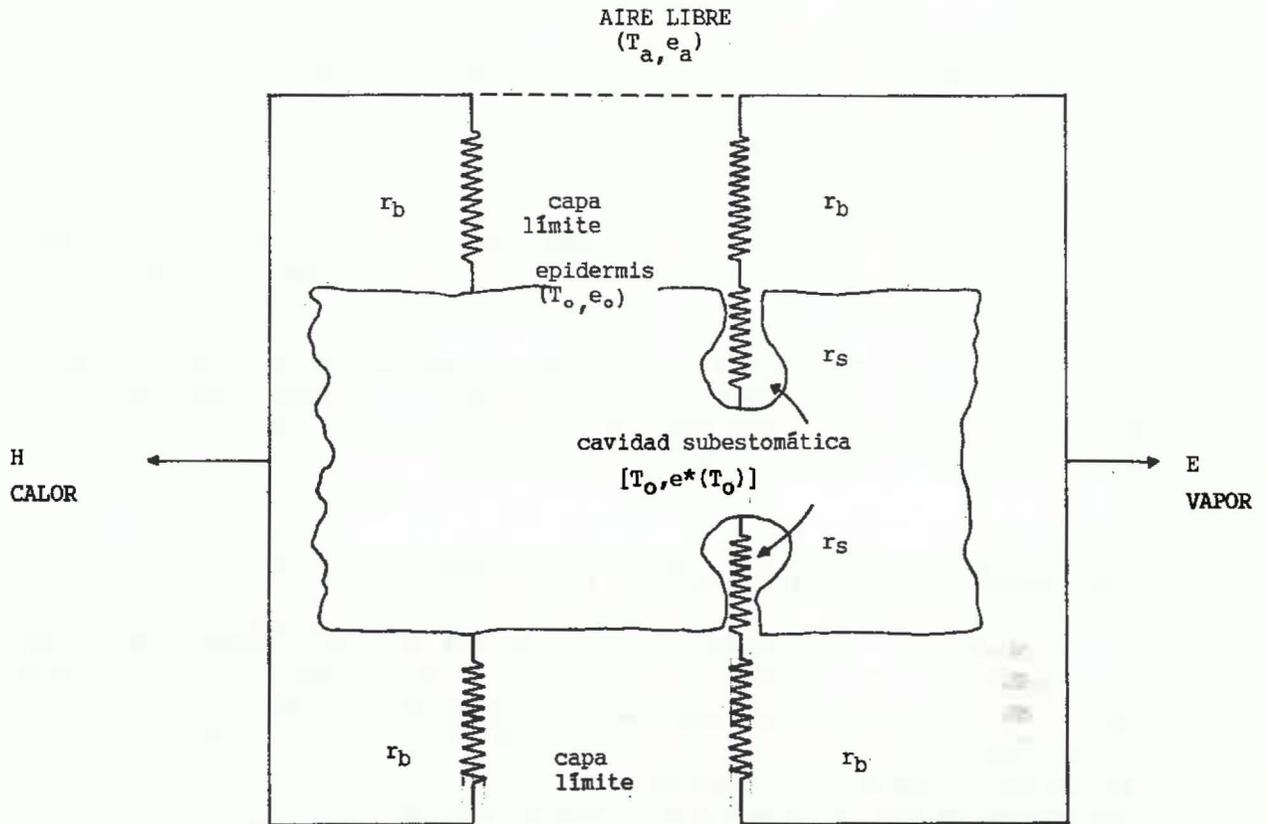


Fig. 4.2 Analogía eléctrica del proceso de difusión del calor y del vapor de agua de la hoja hacia el aire (adaptado de Monteith, 1975).

CAPITULO V

MEDICION DE FLUJOS EN EL AIRE

Varios métodos son propuestos en la literatura para determinar los flujos convectivos de calor y masa entre una superficie natural horizontal y el aire, los cuales están basados sobre las ecuaciones físicas de transferencia turbulenta o de balance de energía. Los intercambios convectivos de masa más importantes son los de vapor de agua y de dióxido de carbono. Estos intercambios se definen por una magnitud medible, la densidad de flujo, que expresa la cantidad del elemento considerado (calor o masa) que atraviesa una unidad de superficie horizontal, por unidad de tiempo. En el sistema S.I. el flujo de calor se expresa en $W.m^2$ y los de masa en $kg.s^{-1}.m^{-2}$.

Existen tres tipos principales de métodos para medir los flujos: el método de las fluctuaciones, o método directo, que se basa en las expresiones teóricas de los flujos, y los métodos aerodinámico y de balance de energía que están sustentados en las expresiones analíticas analógicas de los flujos.

5.1 METODO DE LAS FLUCTUACIONES

Considérese el transporte vertical de una magnitud cualquiera de las que caracterizan el aire (cantidad de movimiento, calor, masa), donde la medida por unidad de volumen es q , cantidad que varía de un elemento del medio a otro. Si w es la velocidad vertical instantánea, el aire en movimiento efectúa el transporte de esa propiedad o magnitud a través de la unidad de superficie horizontal a una tasa $w.q$ por unidad de tiempo. Si se hace la medida sobre un cierto período de tiempo, en un punto dado, de lo que está pasando a través de una unidad de superficie horizontal, se obtiene el flujo medio en ese punto dado por:

$$\Phi_q = w.q \quad (5.1)$$

En un instante t , toda variable aleatoria v puede ser descompuesta en un valor medio \bar{v} sobre el intervalo de tiempo considerado y una fluctuación $v'(t)$:

$$v(t) = \bar{v} + v'(t) \quad (5.2)$$

siendo el valor medio de $v'(t)$ nulo por definición. Las variables aleatorias w y q pueden entonces ser escritas de la forma siguiente:

$$w = \bar{w} + w' \quad (\bar{w}' = 0) \quad (5.3)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad (\bar{q}' = 0) \quad (5.4)$$

y la media del producto de las variables como:

$$\overline{w.q} = \bar{w}\bar{q} + \overline{w'q'} \quad (5.5)$$

La experiencia demuestra que sobre un período de tiempo suficientemente largo, para un movimiento unidireccional horizontal, \bar{w} es nula. Entonces:

$$\Phi_q = \overline{w'q'} \quad (5.6)$$

En estas condiciones, considerando como constantes la masa volumétrica del aire ρ y su calor específico c_p , los diferentes tipos de flujos se expresan por:

$$\text{cantidad de movimiento: } \tau = \rho \cdot \overline{u'w'} \quad (5.7)$$

$$\text{calor sensible: } H = \rho c_p \overline{T'w'} \quad (5.8)$$

$$\text{masa (CO}_2\text{, H}_2\text{O): } F = \overline{C'w'} \quad (5.9)$$

El método de las fluctuaciones consiste en registrar sobre un intervalo de tiempo dado (15 min), con instrumentos suficientemente sensibles, las fluctuaciones de las diferentes magnitudes w' , u' , T' y C' , determinar el producto de valores instantáneos de fluctuaciones, y calcular el valor medio de estos productos sobre el intervalo de tiempo considerado. Los problemas de este método son esencialmente de tipo instrumental. Son ligados a la capacidad de los sensores de medir y registrar las pequeñas fluctuaciones de las diferentes magnitudes. Pero, con la disponibilidad actual de equipo e instrumentos sofisticados, este método ha llegado a ser de uso bastante frecuente entre los investigadores para la determinación de flujos sobre y dentro de la cobertura vegetal.

Todos los demás métodos utilizan como base las expresiones analógicas de los flujos presentadas en el capítulo 3, que se escriben como el producto de un coeficiente de difusión o difusividad K por el gradiente medio de la magnitud \bar{q} considerada:

$$\Phi_q = \overline{w'q'} = K (d\bar{q}/dz) \quad (5.10)$$

5.2 EL METODO DEL BALANCE DE ENERGIA

El método del balance de energía, llamado también método de la relación de Bowen, se basa en la ecuación del balance de energía de la superficie estudiada:

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (5.11)$$

la cual puede ser reescrita de la forma siguiente:

$$\lambda E = (R_n - G)/(1 + \beta) \quad (5.12)$$

donde β es la relación de Bowen:

$$\beta = H/\lambda E. \quad (5.13)$$

es decir, la relación del flujo de calor sensible sobre el flujo de calor latente.

Estos flujos se escriben en función respectivamente de los gradientes de temperatura y presión de vapor entre dos niveles z_1 y z_2 , de la siguiente manera:

$$H = \rho c_p (T_1 - T_2) / r_a \quad (5.14)$$

$$\lambda E = (\rho c_p / \gamma) (e_1 - e_2) / r_a \quad (5.15)$$

Asumiendo que las resistencias aerodinámicas para el calor y el vapor son iguales, β se escribe:

$$\beta = \gamma (T_1 - T_2) / (e_1 - e_2) \quad (5.16)$$

Mediciones de radiación neta (R_n), flujo de calor en el suelo (G) y gradientes de temperatura y presión de vapor a dos alturas dentro de la capa límite de la superficie son necesarias para la determinación de los flujos. Las mediciones deben ser promediadas sobre períodos de 15 a 30 minutos debido a las fluctuaciones de las variables microclimáticas, sobre todo en un día de nubes intermitentes. Por otra parte, la variación diaria de estas variables hacen indeseables promedios de tiempos de más de una hora, particularmente cerca de la salida o puesta del sol.

5.3 EL METODO AERODINAMICO

Si se asume que los coeficientes de transferencia turbulenta para cantidad de movimiento, calor sensible y masa son idénticos, entonces el conocimiento de cualquiera de ellos en conjunto con los gradientes apropiados, permite la estimación de cualquiera de los flujos. Esta suposición de identidad de coeficientes de transferencia es llamada hipótesis de similaridad o analogía de Reynolds. Las observaciones demuestran que esta identidad es válida únicamente cuando la atmósfera está en condiciones cercanas a la neutralidad (sin gradientes de temperatura). Tales condiciones normalmente se presentan solo durante períodos limitados durante el día. En condiciones no neutras, los efectos de la estabilidad o inestabilidad atmosférica sobre los coeficientes de transferencia han sido determinadas experimentalmente sobre una base teórica.

5.3.1 Estabilidad atmosférica y efecto de flotabilidad

Cuando la temperatura del aire cerca de la superficie disminuye rápidamente con la altura (por ej. 1 °C por metro o más), se dice que la atmósfera es inestable: cualquier parcela de aire empujada hacia arriba, por turbulencia o topografía irregular, tiende a continuar su ascenso, debido a que estará más caliente y por lo tanto más liviana que sus alrededores. Contrariamente cuando la temperatura aumenta con la altura (por ej. 1 °C por metro), la atmósfera es estable debido a que las fuerzas de flotabilidad se oponen al desplazamiento original (figura 5.1). Cuando el gradiente de temperatura es cerca de cero (<0.01 °C), se dice que el aire está en equilibrio neutral. La turbulencia es acrecentada por las fuerzas de flotabilidad bajo condiciones inestables y es reprimida bajo condiciones estables.

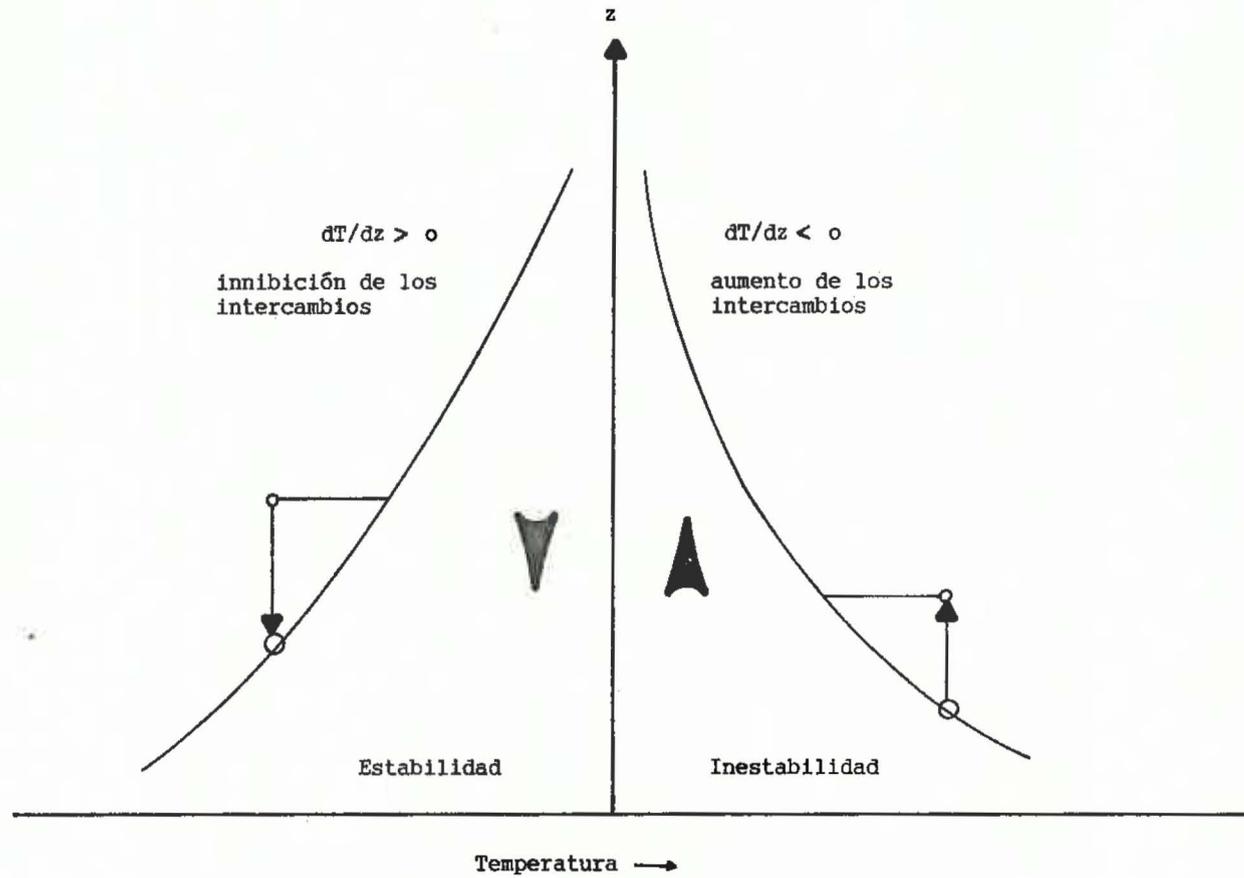


Fig. 5.1 Efecto de la temperatura sobre la estabilidad atmosférica.

El efecto de la estabilidad o inestabilidad térmica sobre la forma del perfil de velocidad del viento y sobre la tasa de transferencia turbulenta, es generalmente expresado en términos de dos parámetros adimensionales: el número de Richardson (Ri) y la longitud de Monin-Obukhov (L). Estos parámetros dependen de la relación entre la producción de energía por fuerzas de flotabilidad y la disipación de energía por turbulencia mecánica.

El número de Richardson es calculado directamente de los gradientes verticales de temperatura dT/dz y velocidad horizontal del viento du/dz , a una altura z dada:

$$Ri(z) = (g/T)[(dT/dz)/(du/dz)^2] \quad (5.17)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y T es la temperatura media absoluta (K). Ri puede ser interpretado como un parámetro que describe la importancia relativa de la flotabilidad y las fuerzas mecánicas, esto es, la importancia relativa de la convección libre versus convección forzada. El signo de Ri es determinado por el gradiente de temperatura, el cual es negativo en condiciones inestables y positivo en condiciones estables. Ri próximo a cero significa condiciones de estabilidad cercana a la neutra.

La longitud de Monin-Obukhov (L) está dada por la relación siguiente:

$$L = -(T/g)[\rho c_p u_*^3 / kH] \quad (5.18)$$

H representa el flujo de calor sensible, u_* la velocidad de fricción y k la constante de Karman. Así, este parámetro es una relación de la producción mecánica de turbulencia por las fuerzas de flotabilidad. L es aproximadamente constante en la capa límite. Cuando hay inestabilidad Ri y L son ambos negativos y cuando hay estabilidad ambos son positivos.

5.3.2 Determinación de los flujos

Como se indicó en el apartado sobre transferencia de cantidad de movimiento (cap.3), las ecuaciones logarítmicas de perfil de viento son válidas solo para condiciones neutras. En este caso tenemos:

$$du/dz = u_*/kz \quad (5.19)$$

Definiendo una escala de temperatura Θ_* por $\Theta_* = H/\rho c_p u_*$, tenemos de la misma manera:

$$dT/dz = \Theta_*/kz \quad (5.20)$$

El cambio de la forma del perfil de viento y temperatura debido a efectos de flotabilidad es considerado introduciendo funciones adimensionales ϕ_M y ϕ_H en las expresiones precedentes:

$$du/dz = (u_*/kz) \phi_M \quad (5.21)$$

$$dT/dz = (\Theta_*/kz) \phi_H \quad (5.22)$$

donde ϕ_M y ϕ_H son expresados generalmente como funciones del número de Richardson o del parámetro de Monin-Obukhov. Si la superficie es una cubierta vegetal rugosa se debe usar $(z-d)$ en lugar de z . Entre $Ri(z)$ y L tenemos la siguiente relación:

$$Ri(z) = (z/L) (\phi_H/\phi_M^2) \quad (5.23)$$

Se han hecho muchos esfuerzos para definir más precisamente las funciones ϕ_M y ϕ_H a partir de Ri o L en condiciones estables e inestables. Algunos resultados (Dyer y Hicks, 1970) indican que:

- en condiciones inestables:

$$\phi_M = (1 - 16 z/L)^{-1/4} \quad (5.24)$$

$$\phi_H = \phi_M^2 \quad (5.25)$$

- en condiciones estables:

$$\phi_M = \phi_H = 1 + 5 z/L \quad (5.26)$$

De la integración de las ecuaciones 5.21 y 5.22 se obtienen las expresiones analíticas de los perfiles de velocidad de viento y temperatura encima de la superficie. Pueden escribirse en la siguiente forma:

$$u(z) = (u_*/k)[\ln(z/z_0) - \Psi_M(z/L)] \quad (5.27)$$

$$T(z) - T_0 = (\Theta_*/k)[\ln(z/z_0) - \Psi_H(z/L)] \quad (5.28)$$

Para la determinación experimental de estos perfiles la velocidad del viento u y la temperatura T deben ser medidas a alturas idénticas con anemómetros y un grupo de termocuplas, termistores o termómetros de resistencia. Un ajuste estadístico permite determinar u_* , Θ_* y, por consiguiente, el flujo de calor sensible H (figura 5.2). En condiciones adiabáticas (neutras), u_* puede ser estimada de perfiles de velocidad del viento sin referencia al perfil de temperatura, pero en condiciones diabáticas ambos perfiles son necesarios.

En cuanto al perfil de vapor de agua, se conoce menos bien la forma de la función de corrección correspondiente y generalmente se usa el balance de energía para calcular la evaporación como término residual, una vez determinados la radiación neta, el flujo de calor en el suelo y el flujo de calor sensible.

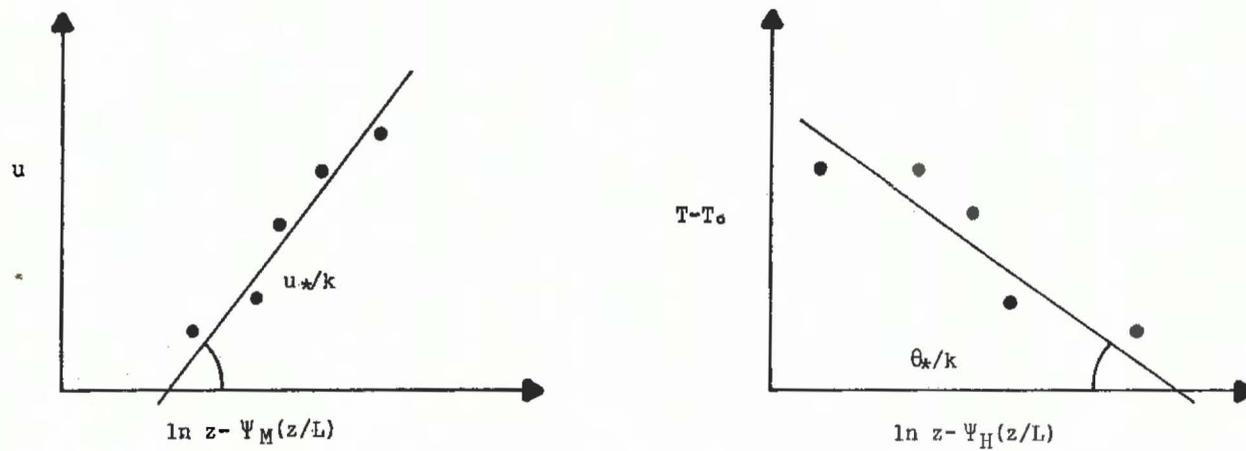


Fig. 5.2 Determinación experimental de los perfiles de velocidad del viento y temperatura encima de la superficie vegetal.

CAPITULO VI

MICROMETEOROLOGIA DE LA CUBIERTA VEGETAL

6.1 LAS SUPERFICIES DE INTERCAMBIO

Del punto de vista micrometeorológico, la cubierta vegetal actúa como un intercambiador de energía (radiativa, calórica) y masa (H_2O , CO_2) con el aire circundante. Las superficies de intercambio son esencialmente las hojas de las plantas que constituyen la cubierta. Para las cubiertas que tienen una cierta homogeneidad espacial horizontal (cubiertas tipo cultivo) es clásico cuantificar la repartición vertical de la superficie foliar a través una función de la altura z , llamada área foliar acumulada y notada $L(z)$, que representa la superficie foliar total comprendida entre el tope de la cubierta ($z=h_c$) y la altura z considerada, por unidad de superficie de suelo subyacente. Por definición de la función $L(z)$ tenemos: $L(h_c)=0$ y $L(0)=L$, siendo L el índice de área foliar total o LAI de la cubierta.

Para tener una descripción aún más fina de la repartición vertical del área foliar en el dosel vegetal se define la función de la altura z , llamada densidad de área foliar y notada $a(z)$, que representa la superficie foliar por unidad de volumen a la altura z . El área foliar δL comprendida en una capa delgada de espesor δz alrededor de la altura z , por unidad de superficie de suelo subyacente, se escribe :

$$\delta L = a(z) \cdot \delta z \quad (6.1)$$

Matemáticamente $a(z)$ es la derivada de la función $L(z)$ cambiada de signo, ya que, tal como está definida, $L(z)$ es una función decreciente de la altura z ($dL/dz < 0$):

$$a(z) = - dL(z)/dz \quad (6.2)$$

Y $L(z)$ es la integral de $a(z)$ (figura 6.1):

$$L(z) = \int_z^{h_c} a(z) dz \quad (6.3)$$

Las características geométricas de las hojas (tamaño, inclinación) juegan un papel importante en el microclima vegetal, principalmente a través la atenuación de la radiación solar.

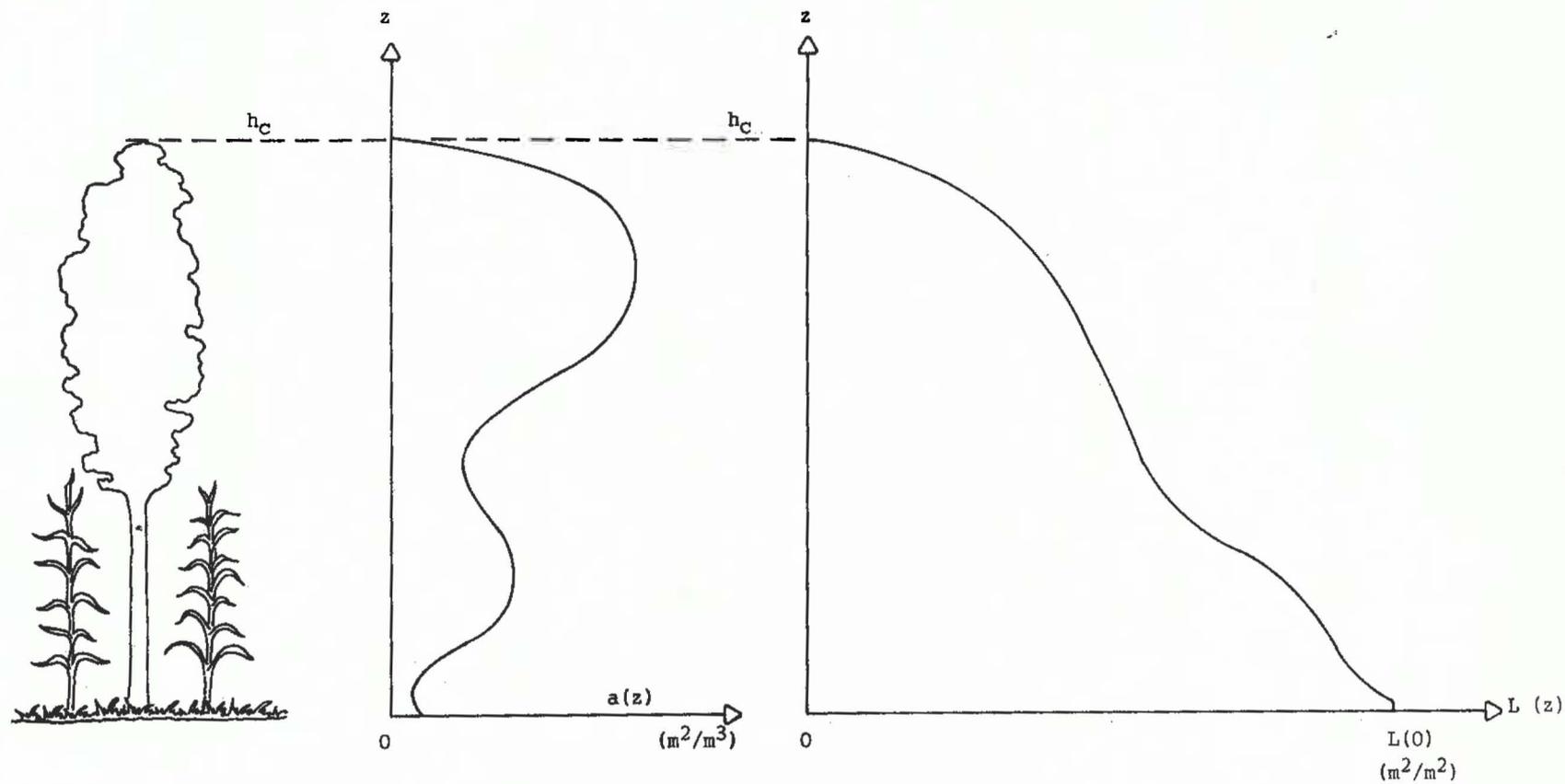


Fig. 6.1 Funciones de densidad de área foliar $a(z)$ y área foliar acumulada $L(z)$ para una cobertura vegetal.

6.2 LA RADIACION EN EL DOSEL VEGETAL

La distribución de la radiación solar dentro de la cubierta puede ser estimada mediante un modelo propuesto por Monsi y Saeki (1953) y que tiene la misma forma que la ley de Beer:

$$R_s(z) = R_s(h_c) e^{-k \cdot L(z)} \quad (6.4)$$

$R_s(z)$ es la radiación medida sobre un plano horizontal a la altura z en la cobertura vegetal; $R_s(h_c)$ es la radiación solar que llega al tope superior del dosel (altura h_c); $L(z)$ es la función área foliar acumulada y k es el coeficiente de absorción de la radiación por el dosel (figura 6.2).

Diversos estudios indican que los valores de k varían muy poco cuando la altura solar excede 30 grados (esto es durante las ocho horas centrales del día en los trópicos). Valores constantes de esos coeficientes pueden ser usados con bastante seguridad para estimar tasas diarias de fotosíntesis, respiración u otros fines. En el cuadro 6.1 se anotan los valores de k para varios cultivos.

Cuadro 6.1 Coeficientes de transmisión de la radiación para diferentes cultivos.

Cobertura vegetal	Valor de k
Trébol (<i>Trifolium repens</i>)	1.10
Girasol (<i>Helianthus annuus</i>)	0.97
Kale (<i>Brassica acephala</i>)	0.94
Frijol común (<i>Phaseolus vulgaris</i>)	0.86
Mafz (<i>Zea mays</i>)	0.70
Cebada (<i>Hordeum vulgare</i>)	0.69
Frijol (<i>Vicia faba</i>)	0.63
Sorgo (<i>Sorghum vulgare</i>)	0.49
"Raygrass" (<i>Lolium perenne</i>)	0.43
(<i>Lolium rigidum</i>)	0.29
Gladiola (<i>Gladiolus</i> sp)	0.20

Debido a que las hojas absorben fuertemente la luz visible, pero transmite la radiación de onda corta entre 0.7 y 1 μm , la radiación visible es atenuada más rápidamente que la radiación solar. Frecuentemente es reducida a entre 5 y 10 % de la irradianza externa bajo un cultivo maduro. El índice de área foliar (LAI) necesario para producir 95 % de atenuación de radiación visible varía ente 3 para coberturas con hojas horizontales a 10 para coberturas con hojas más verticales. En bosques donde ramas y troncos interceptan una cantidad significativa de luz, el promedio de irradianza de luz visible sobre el piso puede ser tan pequeño como 1 o 2 % del flujo externo.

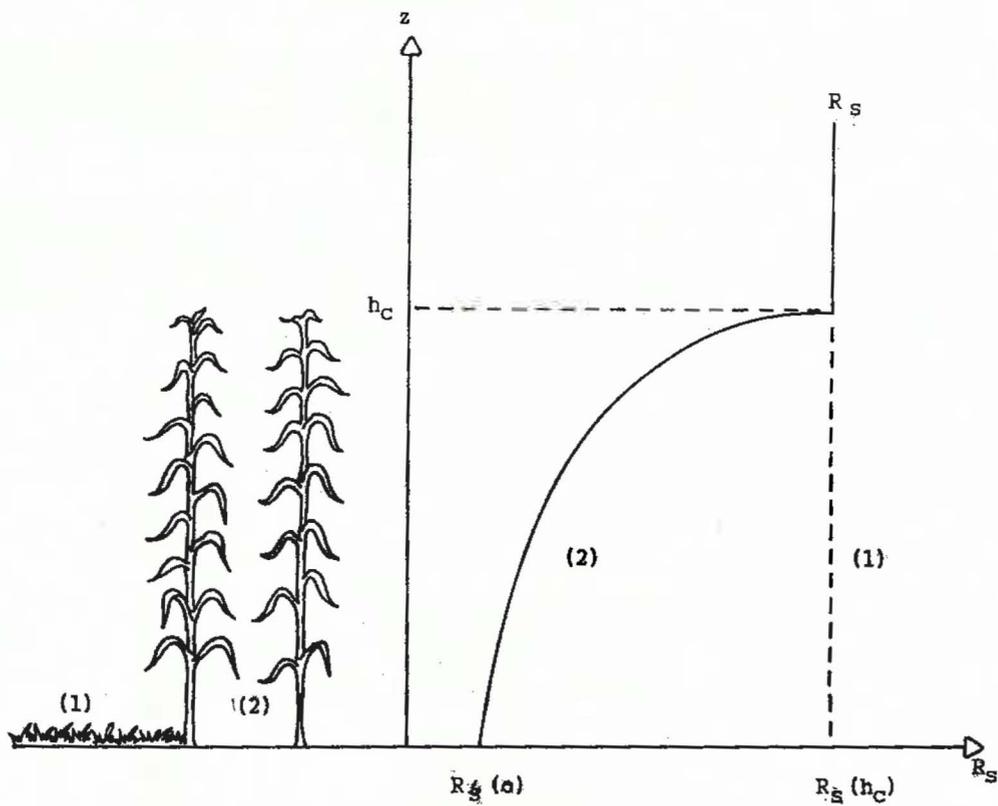


Fig. 6.2 Perfil de extinción exponencial de la radiación solar dentro de la cobertura vegetal.

La forma del perfil de radiación neta es usualmente similar a la forma del perfil de radiación solar (a veces los perfiles tienden a diferir cerca del suelo a menos que la temperatura del suelo sea muy similar a la temperatura del follaje más bajo). Generalmente el mismo tipo de extinción exponencial se usa para los perfiles de radiación solar y neta.

6.3 EL VIENTO EN EL DOSEL VEGETAL

Sobre el dosel, la velocidad del viento es una función logarítmica de la altura. Dentro del dosel, la velocidad del viento disminuye, un poco como la radiación, de manera exponencial, del tope de la cubierta hasta la superficie del suelo. Diferentes fórmulas pueden ser usadas para describir el perfil de viento.

-Perrier (1967) propone una atenuación de tipo exponencial en función del área foliar acumulada $L(z)$, parecida a la atenuación de la radiación solar:

$$u(z) = u(h_c) \exp[-k.L(z)] \quad (6.5)$$

$u(h_c)$ es la velocidad del viento al tope del dosel y k es el coeficiente de atenuación cuyo valor está alrededor de 0,6 (figura 6.3).

-Cionco (1965, 1972) propone una atenuación exponencial en función de la altura:

$$u(z) = u(h_c) \exp[-\alpha(1-z/h_c)] \quad (6.6)$$

Para la mayoría de los cultivos el valor del coeficiente α se encuentra entre 2 y 4. Cionco propone una expresión similar para el perfil de difusividad turbulenta K :

$$K(z) = K(h_c) \exp[-\alpha(1-z/h_c)] \quad (6.7)$$

En cuanto a la resistencia de la capa límite de las hojas r_b , la manera más clásica de expresarla en función de la velocidad del viento u y del ancho de las hojas w es:

$$r_b = a_0 (w/u)^{1/2} \quad (6.8)$$

Un valor típico de a_0 es 300 con w en m y u en m/s.

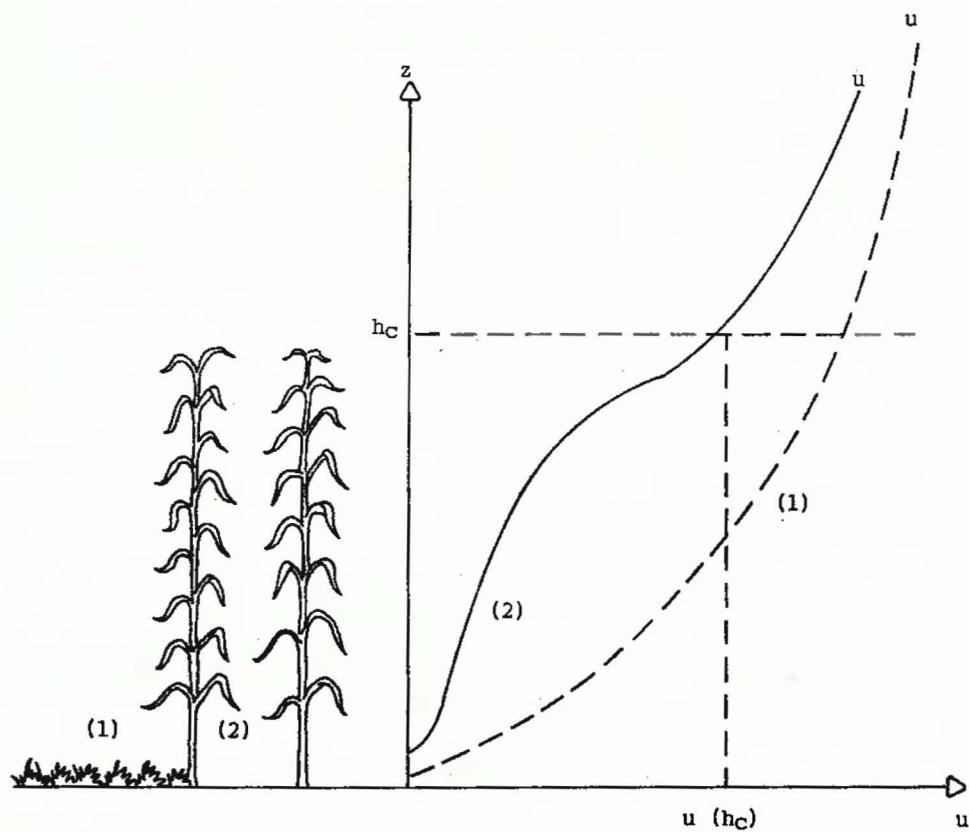


Fig. 6.3 Perfil de la velocidad del viento dentro de la cobertura vegetal.

6.4 PERFILES DE TEMPERATURA, HUMEDAD Y DIOXIDO DE CARBONO

Los perfiles de temperatura y de humedad del aire en el dosel son una consecuencia directa del balance de energía del sistema. La pendiente del perfil indica la dirección del flujo en cada nivel (mostrado por las flechas en la figura 6.4). Cuando un cultivo es libremente abastecido con agua, tal que, la resistencia estomática de las hojas más superiores es pequeña (1 a 3 s/cm), hay frecuentemente un máximo de temperatura cerca del tope del follaje durante el día (asociado con un flujo hacia arriba de calor sensible). Cuando el suministro de agua es restringido y que la resistencia estomática es grande, el máximo de temperatura persiste aún en el día y está más bajo en el dosel, alcanzando algunas veces la superficie del suelo. En una noche clara, hay un mínimo de temperatura cerca del tope del dosel, lo cual tiende a desaparecer si el cielo llega a nublarse. Durante el día la presión de vapor usualmente disminuye desde la superficie del suelo hacia arriba. Hay una disminución mucho más pequeña durante la noche, asociada con una presión de vapor mínima cerca del tope del dosel cuando el rocío se está formando.

En el día hay una concentración mínima de dióxido de carbono, frecuentemente entre 270 y 290 ppm, cerca del tope del dosel, ya que esta parte del dosel actúa como sumidero principal de CO_2 , siendo el suelo y la atmósfera las dos fuentes. En la noche hay un máximo, que frecuentemente excede 400 ppm, cerca de la superficie del suelo, y el mínimo desaparece por ausencia de fotosíntesis.

6.5 ANALISIS Y MODELACION DEL MICROCLIMA

La manera más común de abordar el problema de la modelación del microclima vegetal es de discretizar la cubierta vegetal supuesta homogénea horizontalmente, dividiéndola en una sucesión de capas horizontales, cada una caracterizada por un espesor δz_i y un índice parcial de área foliar δL_i . Para cada capa i se puede escribir las tres ecuaciones de conservación siguientes (Fig.6.5):

- la conservación horizontal de la energía (dentro una capa), suponiendo un régimen momentáneamente estacionario:

$$\delta R_{n,i} = \delta H_i + \delta \lambda E_i \quad (6.9)$$

donde $\delta R_{n,i}$ representa la radiación neta absorbida por la capa i , δH_i y $\delta \lambda E_i$ los flujos parciales de calor sensible y latente transferidos entre las hojas de la capa i y el aire de la capa i . Si el flujo es positivo, la capa representa una fuente de la magnitud considerada (calor o vapor), y si el flujo es negativo, la capa representa un sumidero de la entidad correspondiente.

- la conservación vertical del calor sensible (entre capas):

$$H_i = H_{i+1} + \delta H_i \quad (6.10)$$

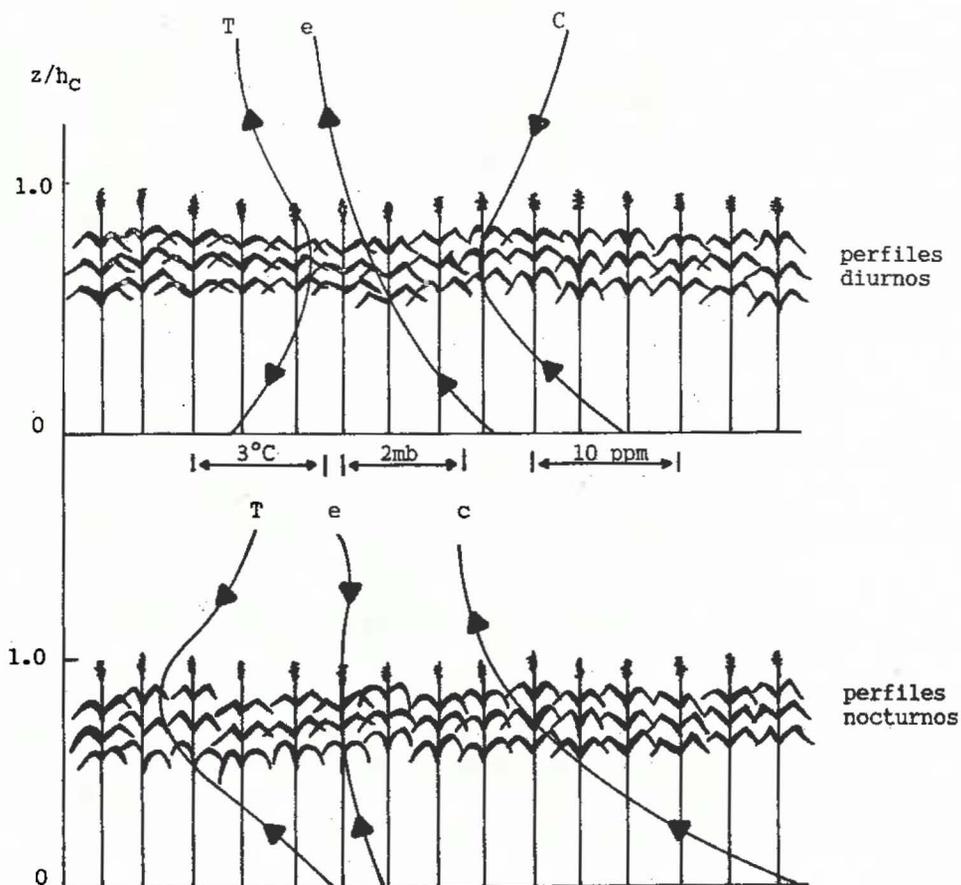


Fig. 6.4. Perfiles típicos de temperatura del aire (T), humedad del aire (e) y concentración de CO_2 (C) dentro de una cobertura vegetal. (Adaptado de Monteith, 1975).

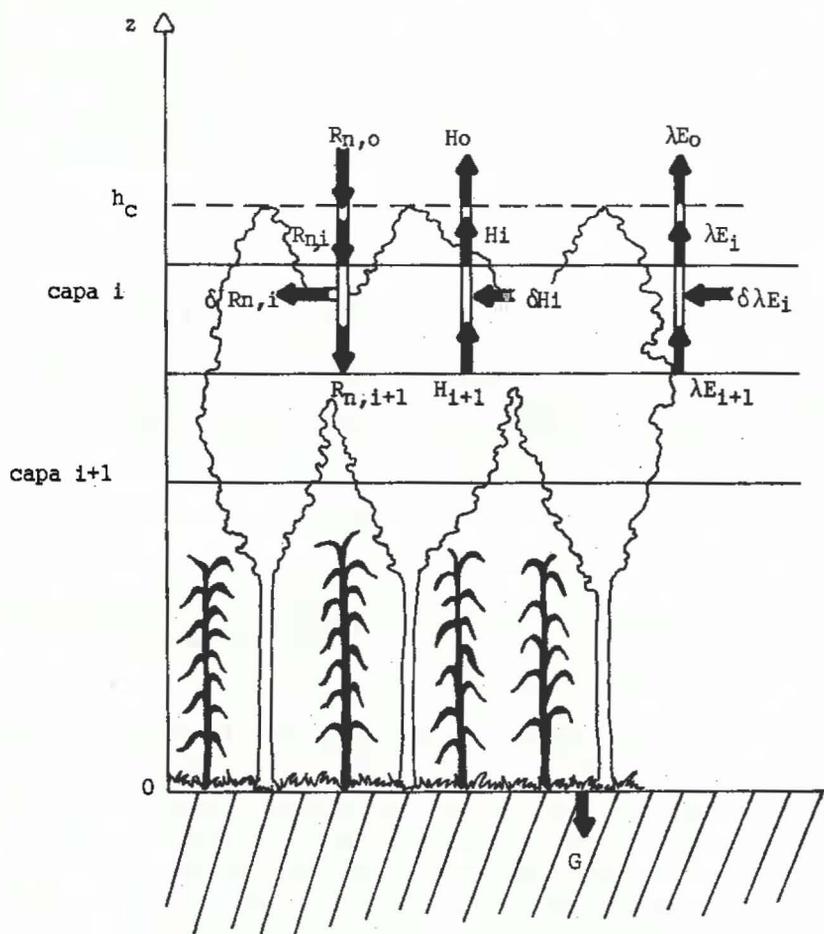


Fig. 6.5 Modelación del Microclima vegetal.

siendo H_i el flujo de calor sensible que intercambia la capa i con la capa superior, H_{i+1} el flujo de calor intercambiado con la capa inferior y δH_i la contribución propia de la capa i .

- la conservación vertical del calor latente (entre capas):

$$\lambda E_i = \lambda E_{i+1} + \delta \lambda E_i \quad (6.11)$$

siendo λE_i el flujo de calor latente intercambiado con la capa superior, λE_{i+1} con la capa inferior y $\delta \lambda E_i$ la contribución de la propia capa i .

En estas ecuaciones los flujos convectivos son de dos tipos: los flujos horizontales (δH_i , $\delta \lambda E_i$) que representan transferencias entre las hojas de una capa y el aire circundante, y los flujos verticales (H_i , λE_i) que son transferencias entre dos niveles en el aire dentro de la cubierta. Si $T_{s,i}$, $T_{a,i}$ y $e_{a,i}$ representan respectivamente la temperatura media de las hojas, la temperatura media del aire y la presión real de vapor de agua en la capa i , y suponiendo que el vapor de agua dentro de las cavidades estomáticas está a saturación a la temperatura $T_{s,i}$ de las hojas, los flujos entre hojas y aire, por unidad de área foliar, se escriben de la siguiente manera:

$$\delta H_i = \rho c_p (T_{s,i} - T_{a,i}) / r_{b,i} \quad (6.12)$$

$$\delta \lambda E_i = (\rho c_p / r) (e^*(T_{s,i}) - e_{a,i}) / (r_{s,i} + r_{b,i}) \quad (6.13)$$

siendo $e^*(T)$ la presión de vapor saturante del agua a la temperatura T , r_b la resistencia de capa límite y r_s la resistencia estomática de las hojas. En cuanto a los flujos verticales, se detallan a continuación:

$$H_i = \rho c_p (T_{a,i} - T_{a,i-1}) / r_{a,i} \quad (6.14)$$

$$\lambda E_i = (\rho c_p / r) (e_{a,i} - e_{a,i-1}) / r_{a,i} \quad (6.15)$$

siendo $r_{a,i}$ la resistencia aerodinámica que encuentran los flujos verticales para pasar de la capa i a la capa $i-1$. Esta resistencia está directamente relacionada a la difusividad turbulenta (Ec.3.9).

En la modelación clásica del microclima vegetal los perfiles de radiación neta, de velocidad del viento, de difusividad turbulenta y de resistencia estomática son considerados como conocidos y constituyen entradas al modelo, lo que significa que la radiación neta en cada capa y todo el sistema de resistencias son conocidos. Las incógnitas, que se intenta determinar, son los perfiles de temperatura y de humedad del aire y el perfil de temperatura de las hojas, es decir un valor de cada magnitud para cada capa. El sistema de ecuaciones antes presentadas (6.9 a 6.15) constituye un conjunto cerrado de ecuaciones que puede ser resuelto mediante técnicas matemáticas apropiadas.

Esta manera de interpretar y simular los perfiles en el dosel vegetal es válida únicamente para coberturas horizontales y homogéneas de vegetación en las cuales el único eje de variabilidad es el eje vertical. En pequeñas parcelas, los microclimas pueden ser determinados también por la tasa a la cual los flujos horizontales cambian con la distancia desde el borde de ataque de la parcela, lo que se llama "advección".

BIBLIOGRAFIA

- Campbell, G. 1977. *An Introduction to Environmental Physics*. Springer-Verlag, New York. 159 p.
- Cionco, R.M. 1965. A mathematical model for air flow in a vegetation canopy. *Journal of Applied Meteorology* 4: 517-522.
- Cionco R.M. 1972. A wind profile index for canopy flow. *Boundary-Layer Meteorology* 3:255-263.
- Dyer, A.J. y Hicks, B.B. 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quat. Jour. Roy. Met. Soc.* 96:715-721.
- Gates, D.M. 1980. *Biophysical Ecology*. Springer-Verlag, New York. 611 p.
- Kreith, F. 1967. *Transmission de la chaleur et thermodynamique*. Masson éditeurs, Paris, p. 201-265.
- Lee, R. 1978. *Forest Microclimatology*. Columbia University Press, New York. 276 p.
- Monsi, M. y Saeki, R. 1953. Über der lichtfaktor in den Pflanzengell-schaften und seine bedeutung für die stoffproduktion. *Japan Journal of Botany* 14:22-52.
- Monteith, J.L. 1963. Gas exchange in plant communities. Environmental control of plant growth. (L.T. Evans, ed.) Academic Press, New York, pp. 95-112.
- Monteith, J.L. 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London. 241 p.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Lon.* A193, 120-145.
- Perrier, A. 1967. Approche théorique de la microturbulence des transferts dans les couverts végétaux en vue de l'analyse de la production végétale. *La Météorologie, série 5, 4*: 527-550.
- Perrier, A. 1987. Energie solaire et production. *C. R. Acad. Agr. Fr.* 73(1):50-62.
- Rosenberg, N.J.; Blad, B.L. y Verma S.B. 1983. *Microclimate. The Biological Environment*. Wiley & Sons, New York. 495 p.
- Thom, A.S. 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quat. Jour. Roy. Met. Soc.* 98:124.
- Thom, A.S. 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. *Vegetation and the Atmosphere* (J.L. Monteith, ed.). Academic Press, pp. 57-109.