

# MECANISMOS DE TRANSFERENCIA DE ENERGÍA

## MASA Y ENERGÍA EN EL AIRE

Para conocer los conceptos de protección contra heladas, es importante tener una buena descripción de los constituyentes de la atmósfera y su relación con el contenido de energía. Cuantitativamente, las moléculas de nitrógeno ( $N_2$ ) y oxígeno ( $O_2$ ) son los principales constituyentes de la atmósfera siendo el vapor de agua ( $H_2O$ ) un componente menor (y variable). En un metro cúbico de aire hay más moléculas de gases que estrellas en el universo (aproximadamente  $2,69 \times 10^{25}$ ), pero el volumen que ocupan las moléculas es menos de un 0,1 % del volumen total del aire (Horstmeyer, 2001). Así, mientras el número de moléculas de aire en un metro cúbico de atmósfera es inmenso, la atmósfera de la Tierra es prácticamente un espacio vacío. Sin embargo, las moléculas se mueven a una velocidad alta, y por tanto hay una considerable cantidad de energía cinética (i.e. calor sensible) en el aire. En este capítulo se discuten los métodos de transferencia de energía que controlan el contenido de calor sensible y por tanto la temperatura del aire.

Las tasas de transferencia de energía determinan a que nivel de enfriamiento se llegará y cómo de eficaces han sido los métodos de protección contra heladas. Las cuatro formas principales de transferencia de energía, que son importantes en la protección contra heladas, son la radiación; la conducción (o flujo de calor al suelo); la convección (i.e. la transferencia de calor sensible y calor latente en el fluido); y los cambios de fase asociados con el agua (Figura 3.1).

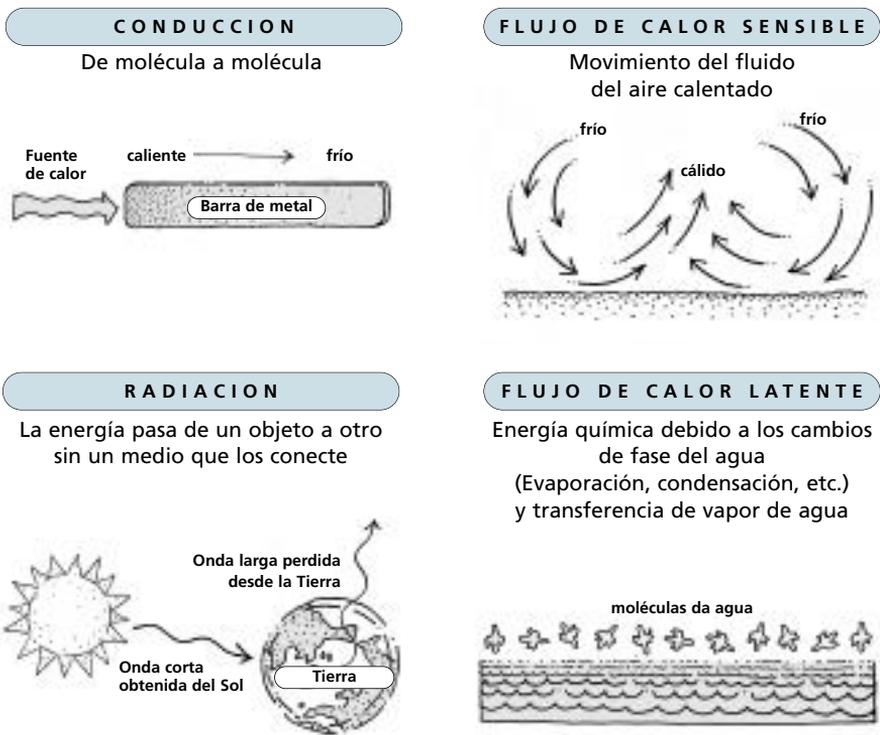
La radiación es la energía que proviene de los campos magnéticos y eléctricos oscilantes y a diferencia de otros mecanismos de transferencia, puede transferirse a través del espacio vacío. Buenos ejemplos son la energía que uno siente proveniente del Sol o cuando nos encontramos cerca de una hoguera. La radiación que es interceptada por una superficie se expresa normalmente en términos de energía por unidad de tiempo y por unidad de superficie (e.g.  $W m^{-2}$ ). En la protección contra heladas, la radiación neta ( $R_n$ ) es un factor importante. Los componentes que determinan  $R_n$ , y que se describen más adelante en este capítulo, incluyen la radiación de onda corta (solar) hacia abajo ( $R_{sd}$ ) y hacia arriba ( $R_{su}$ ), y la radiación de onda larga hacia abajo ( $R_{ld}$ ) y hacia arriba ( $R_{lu}$ ).

La conducción es la transferencia de calor a través de un medio sólido, como por ejemplo el movimiento de calor a lo largo de una pieza de metal (Figura 3.1) o a

través del suelo. Técnicamente, el calor del suelo se puede medir con un termómetro, y por tanto es calor sensible, pero se mueve principalmente por conducción (i.e. de molécula a molécula) a través del suelo. Cuando la energía circula a través del suelo por conducción se denomina densidad de flujo de calor en el suelo y normalmente se expresa con unidades de energía por unidad de tiempo y por unidad de superficie que atraviesa (e.g.  $W\ m^{-2}$ ). En la protección contra heladas, el interés principal está en la densidad de flujo de calor ( $G$ ) en la superficie del suelo.

FIGURA 3.1

**Las cuatro formas de transferencia de calor**



Las cuatro formas de transferencia de calor son:  
**conducción**, donde el calor se transfiere a través de material sólido molécula a molécula (e.g. calor atravesando una barra de metal);  
**flujo de calor sensible**, donde el aire más caliente se transfiere de un lugar a otro (e.g. aire caliente subiendo porque es menos denso);  
**radiación**, donde el calor se transfiere como energía electromagnética sin necesidad de un medio (e.g. luz del sol); y  
**flujo de calor latente**, donde el calor sensible se convierte en calor latente cuando el agua se vaporiza y se convierte de nuevo a calor sensible cuando las moléculas de agua se condensan o se depositan (como hielo) sobre una superficie.

El calor sensible es la energía que podemos “sentir”, y la temperatura es una medida del contenido de calor sensible del aire. Cuando el contenido de calor sensible del aire es alto, las moléculas tienen velocidades más altas y más colisiones entre ellas y sus alrededores, y por tanto hay más transferencia de energía cinética. Por ejemplo, un termómetro situado en un aire más caliente tendrá más colisiones con las moléculas del aire, se transferirá al termómetro energía cinética adicional y la temperatura subirá. Conforme el calor sensible del aire disminuye, la temperatura cae. En la protección contra heladas, el objetivo es, a menudo, intentar reducir o reemplazar la pérdida en el contenido de calor sensible del aire y las plantas. La densidad de flujo de calor sensible ( $H$ ) es la transferencia de calor sensible a través del aire de un lugar a otro. La densidad de flujo se expresa como la energía por unidad de tiempo que pasa a través de la unidad de superficie (e.g.  $\text{W m}^{-2}$ ).

El calor latente es liberado a la atmósfera cuando el agua se vaporiza y el calor latente del aire depende de su contenido en vapor de agua. El calor latente cambia a calor sensible cuando el agua cambia de la fase de vapor a la fase líquida o a hielo. Conforme el vapor de agua se mueve, la densidad de flujo se expresa en unidades de masa por unidad de volumen y por unidad de tiempo (e.g.  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). La densidad del flujo de vapor de agua se convierte de unidades de masa a unidades energéticas multiplicando por el calor latente de vaporización ( $L$ ) en  $\text{J kg}^{-1}$ . Además, el flujo se expresa como energía por unidad de tiempo y por unidad de superficie o potencia por unidad de superficie (e.g.  $\text{W m}^{-2}$ ). El contenido de vapor de agua del aire es una medida del contenido de calor latente, y por ello las expresiones de la humedad y su relación con la energía se discuten en este capítulo.

## El balance de energía

### Convención de signos

Los signos positivo y negativo se utilizan en los cálculos de balance y transferencia para indicar la dirección del flujo de energía hacia o desde la superficie. Cualquier radiación hacia una superficie añade energía y por tanto se considera positiva y con un signo “+”. Cualquier radiación hacia fuera de la superficie extrae energía y se considera negativa con un signo “-”. Por ejemplo, la radiación de onda corta hacia abajo desde el Sol y el cielo ( $R_{sd}$ ) es positiva, mientras que la radiación de onda corta que es reflejada hacia arriba desde la superficie ( $R_{su}$ ) es negativa. La radiación de onda larga hacia abajo ( $R_{ld}$ ) también tiene signo positivo ya que añade energía a la superficie y la radiación de onda larga que es reflejada hacia arriba ( $R_{lu}$ ) tiene signo negativo. La radiación neta ( $R_n$ ) es la cantidad “neta” de energía radiante que es retenida por la superficie (i.e. la suma de todas las ganancias y pérdidas de radiación hacia y desde la superficie).

Estas relaciones se ilustran para el día (A) y para la noche (B) en la Figura 3.2. Observa, en la ecuación, que la radiación neta es igual a la suma de sus componentes y que el signo indica si la radiación es hacia abajo (positiva) o hacia arriba (negativa). Si la suma de los distintos componentes es positiva, como ocurre durante el día (Figura 3.2a), entonces  $R_n$  es positiva y la superficie gana más energía de la radiación de la que pierde. Si la suma de los componentes es negativa, como ocurre durante la noche (Figura 3.2b), entonces  $R_n$  es negativa y se pierde más energía de la radiación de la que se gana.

FIGURA 3.2

**Convención de signos para la radiación durante el día (A) y la noche (B)**

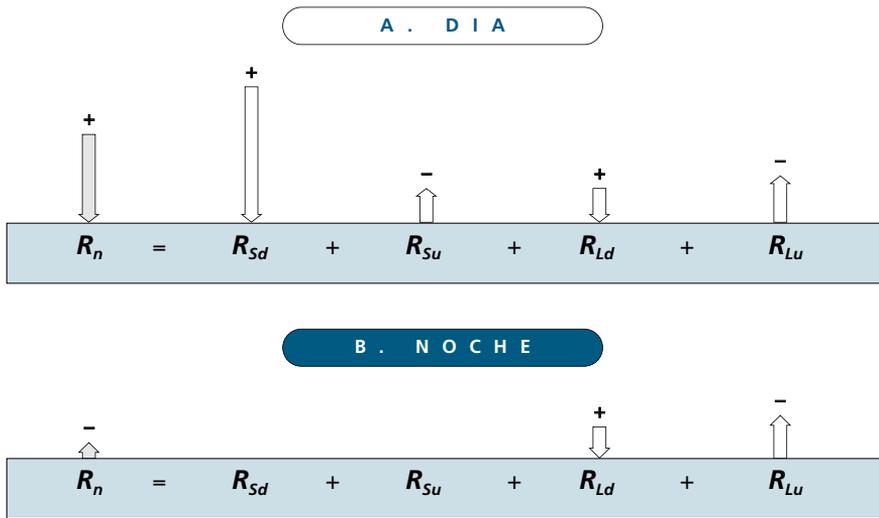
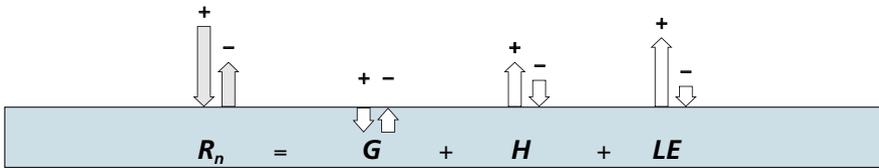


FIGURA 3.3

**Convención de signos para el balance de energía de una superficie**



La  $R_n$  suministra energía que calienta el aire, las plantas y el suelo o evapora agua. En este libro, la ecuación de la Figura 3.3 se utiliza para el balance de energía en una superficie. Observa que la energía almacenada en las plantas, la fotosíntesis y la respiración normalmente no se consideran en los flujos de energía verticales en la protección contra heladas. Si asumimos que todos los flujos de energía son verticales, la energía de  $R_n$  se reparte entre los componentes  $G$ ,  $H$  y  $LE$ , y por tanto  $R_n$  queda igual a la suma de  $G$ ,  $H$  y  $LE$  (Ec. 3.1).

$$R_n = G + H + LE \quad \text{Wm}^{-2} \quad \text{Ec. 3.1}$$

De nuevo, el signo de los componentes del flujo de energía indica su dirección. La radiación añade energía a la superficie, si es positiva hacia la superficie. Cuando  $G$  es positivo, la energía va hacia dentro del suelo, y cuando  $H$  y  $LE$  son positivos, el flujo de energía es hacia arriba hacia la atmósfera. Por consiguiente, los flujos de  $G$ ,  $H$  y  $LE$  son positivos hacia afuera de la superficie y negativos hacia la superficie.

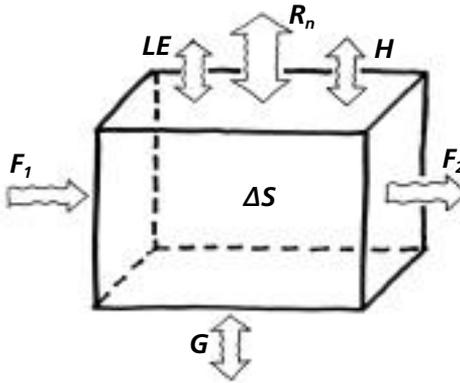
Aunque, la mayor parte de la transferencia de energía en una noche helada es vertical, un cultivo es tri-dimensional, y la energía puede pasar tanto horizontal como verticalmente a través de un cultivo. La transferencia de energía a través de un cultivo se describe normalmente utilizando un diagrama de caja (Figura 3.4), que representa el volumen de aire que ha de ser calentado durante la protección contra la helada. El contenido energético de la caja en el diagrama depende de los suministros y pérdidas de energía (Figura 3.4), donde muchos de los flujos de energía pueden ser en cualquier dirección. El balance de energía para la caja viene dado por:

$$R_n = G + H + LE + F_1 + F_2 + \Delta S + P_R \quad \text{Wm}^{-2} \quad \text{Ec. 3.2}$$

donde  $R_n$  es un número positivo cuando se recibe más energía de la radiación de la que es emitida o reflejada, y es negativo si se pierde más energía que la que gana. Las variables  $G$ ,  $H$  y  $LE$  son todas positivas cuando la energía sale de la caja y es negativa si la energía entra en la caja.  $F_1$  es el flujo de calor latente y sensible horizontal que entra en la caja (un número negativo) y  $F_2$  el flujo de calor latente y sensible horizontal que sale de la caja (un número positivo). La suma de  $F_1$  y  $F_2$  es la diferencia neta en el flujo horizontal del calor latente y sensible. La variable  $P_R$  es para la fotosíntesis (un número positivo) y para la respiración (un número negativo). Sin embargo,  $P_R$  es pequeño y normalmente se ignora en los cálculos de balance de energía. La variable  $\Delta S$  es el cambio en la energía almacenada (calor sensible) dentro de la caja, la cual es positiva si el contenido de energía aumenta (e.g. cuando la temperatura aumenta) y es negativa cuando el contenido de energía disminuye (e.g. cae la temperatura).

FIGURA 3.4

Un diagrama de caja energético mostrando los posibles suministros y pérdidas de energía desde un cultivo representado por la caja



Los símbolos son:

- la radiación neta ( $R_n$ ),*
- el flujo de calor sensible ( $H$ ),*
- el flujo de calor latente ( $LE$ ),*
- el flujo de calor al suelo o conducción ( $G$ ),*
- la energía de advección sensible y latente hacia dentro ( $F_1$ ) y hacia fuera ( $F_2$ ),*
- y la energía almacenada en el cultivo ( $\Delta S$ )*

Durante una helada nocturna de radiación,  $R_n$  es negativa, la suma de  $F_1$  y  $F_2$  es casi cero, y  $P_R$  es insignificante. Si no se utiliza agua para la protección y no hay rocío o formación de hielo y la evaporación es mínima, entonces  $LE$  es insignificante. Tanto  $G$  como  $H$  son negativos, lo que implica que el calor se transfiere hacia la caja, pero la magnitud de  $G + H$  es menor que  $R_n$ , y por tanto  $\Delta S$  es negativo y tanto el aire como el cultivo se enfriarán.

En muchos métodos de protección contra heladas activos y pasivos, el objetivo es manipular uno o más de un componente del balance de energía para reducir la magnitud de  $\Delta S$ . Esto puede realizarse mejorando la transferencia de calor y su almacenamiento en el suelo, lo cual favorece el almacenamiento de calor en el suelo durante el día y el  $G$  hacia arriba durante la noche; utilizando estufas, ventiladores o helicópteros se puede aumentar la magnitud negativa de  $H$ ; reduciendo la magnitud negativa de  $R_n$ ; o enfriando o congelando agua, lo cual convierte el calor latente en sensible y aumenta la temperatura de la superficie. Cuando la temperatura de la superficie aumenta, el ritmo de caída de temperatura disminuye. En este capítulo, se discute el balance de energía, la radiación, el flujo de calor sensible, el flujo de calor en el suelo o conducción, el flujo de calor latente, la humedad y los cambios de fase del agua.

La energía de la radiación neta también puede vaporizar agua y contribuir a la densidad de flujo de calor latente ( $LE$ ) o a la evaporación desde la superficie. Recuerda que cuando el agua se vaporiza, el calor sensible se convierte en calor latente. Cuando el agua se condensa, el proceso se invierte y el calor latente se convierte en calor sensible. La  $E$  en  $LE$  representa la densidad de flujo de las

moléculas de agua ( $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), y por tanto  $E$  es la masa por unidad de tiempo que pasa a través de un metro cuadrado de superficie. El calor latente de vaporización ( $L$ ) es la cantidad de energía necesaria para vaporizar una unidad de masa de agua ( $L \approx 2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ). En consecuencia, la densidad de flujo de calor latente ( $LE$ ), igual que  $R_n$ ,  $H$  y  $G$ , tiene las mismas unidades ( $\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2} = \text{W m}^{-2}$ ). Cuando se añade vapor de agua al aire (i.e. el flujo es hacia arriba), se da un signo positivo. Cuando el vapor de agua se extrae del aire con un flujo hacia abajo (i.e. durante deposición de rocío o de hielo), el signo es negativo.

En climas áridos, durante la mañana, cuando la temperatura de la superficie es más alta que la temperatura del aire, es normal que  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  y  $LE$  sean positivos, siendo  $LE$  considerablemente menor que  $R_n$  (Figura 3.5). Durante la tarde en climas áridos, cuando la temperatura del aire es más alta que la temperatura de la superficie, es normal que  $R_n$  sea positiva, que  $G$  sea pequeña y negativa, que  $H$  sea negativa y que  $LE$  sea similar en magnitud a  $R_n$  (Figura 3.6). Observa que  $H$  es a menudo positivo todo el día en climas húmedos donde hay menos advección horizontal de aire cálido sobre un cultivo más frío. En condiciones de helada de radiación sin rocío o formación de hielo, normalmente  $R_n < 0$ ,  $G < 0$ ,  $H < 0$  y  $LE = 0$  (Figura 3.7). Si se produce condensación de vapor,  $LE$  es negativo y suministra energía adicional para reemplazar las pérdidas de radiación neta (Figura 3.8).

FIGURA 3.5

**Balance de energía a media mañana en verano con  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , y  $LE$**

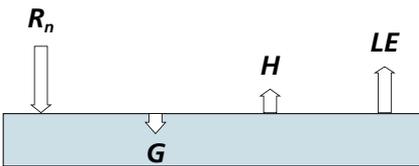


FIGURA 3.6

**Balance de energía a media tarde en verano con  $R_n$  y  $LE$  (+) y  $G$  y  $H$**

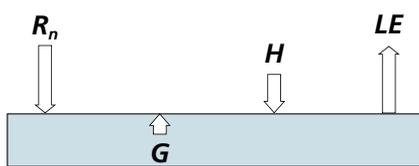


FIGURA 3.7

**Balance de energía de una helada de radiación antes del alba sin condensación y con  $R_n$ ,  $G$  y  $H$**

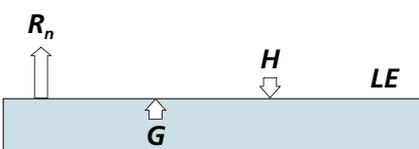
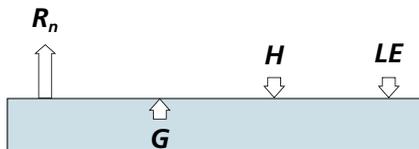


FIGURA 3.8

**Balance de energía de una helada de radiación antes del alba con condensación y  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  y  $LE$**



Durante una noche con helada de radiación, hay una pérdida neta de radiación (i.e.  $R_n < 0$ ). Los flujos de energía desde el suelo y el aire compensan parcialmente las pérdidas de energía, pero conforme disminuye el contenido de calor sensible del aire, la temperatura cae. Los métodos más activos de protección contra heladas intentan reemplazar las pérdidas de energía con distintos grados de eficiencia y de coste.

### Humedad y calor latente

Además del calor sensible, el aire también contiene calor latente que está directamente relacionado con el contenido de vapor de agua. Cada molécula de agua consta de un átomo de oxígeno y de dos átomos de hidrógeno. Sin embargo, los átomos de hidrógeno unidos al átomo de oxígeno también son atraídos por otros átomos de oxígeno de otras moléculas de agua. Conforme las moléculas de agua forman más y más enlaces de hidrógeno, estas forman una estructura cristalina y eventualmente se vuelve visible como agua líquida. No todas las moléculas de agua están adecuadamente alineadas para formar enlaces de hidrógeno y por tanto grupos de moléculas de agua unidas pueden pasar por delante unas a las otras como un líquido. Cuando el agua se congela, la mayoría de las moléculas establecerán enlaces de hidrógeno y se formará una estructura cristalina (hielo).

Para evaporar (i.e. vaporizar) agua, se necesita energía para romper los enlaces de hidrógeno entre las moléculas de agua. Esta energía proviene de la radiación o del calor sensible del aire, agua, suelo, etc. Si la energía proviene del calor sensible, la energía cinética se extrae del aire y se cambia a calor latente, la cual se almacena en los enlaces de hidrógeno. Esto provoca una disminución de temperatura. Cuando el agua se condensa, se forman enlaces de hidrógeno y el calor latente se libera como calor sensible provocando un aumento de la temperatura. El contenido total de calor (i.e. entalpía) del aire es la suma del calor sensible y del calor latente.

El contenido en vapor de agua del aire normalmente se expresa en términos de presión de vapor de agua o presión (barométrica) parcial debida al vapor de agua. Un parámetro que se utiliza normalmente en meteorología es la presión de vapor a saturación, que es la presión de vapor que se produce cuando las tasas de evaporación y de condensación sobre una superficie plana de agua pura, a la misma temperatura que el aire, alcanza el estadio estacionario. Otras medidas de humedad que se utilizan normalmente son la temperatura del punto de rocío y del punto de formación de hielo, las temperaturas del bulbo húmedo y del bulbo helado y la humedad relativa. La temperatura del punto de rocío ( $T_d$ ) es la temperatura observada cuando el aire se enfría hasta que se satura respecto a una superficie plana de agua pura, y la temperatura del punto de formación de hielo ( $T_i$ ) se alcanza cuando el aire se enfría hasta que se satura respecto a una superficie plana de hielo puro. La temperatura del bulbo húmedo ( $T_w$ ) es la temperatura

que alcanza si el agua se evapora en el aire hasta que éste se satura respecto a una superficie plana de agua líquida y pura y el calor para la evaporación depende únicamente de la temperatura del aire. Hay varias ecuaciones disponibles para estimar la presión de vapor como una función de la temperatura. Una fórmula sencilla (Tetens, 1930) para calcular la presión de vapor a saturación ( $e_s$ ) sobre una superficie plana de agua líquida a la temperatura ( $T$ ) en °C es:

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right) \text{ kPa} \quad \text{Ec. 3.3}$$

Sustituyendo la temperatura del aire ( $T_a$ ), del bulbo húmedo ( $T_w$ ) o del punto de rocío ( $T_d$ ) por  $T$  en la Ecuación 3.3, se obtiene la presión de vapor a saturación a la temperatura del aire ( $e_a$ ), del bulbo húmedo ( $e_w$ ) o del punto de rocío ( $e_d$ ), respectivamente.

Si la superficie del agua está helada, la ecuación utilizada por Tetens (1930) para la presión de vapor a saturación ( $e_s$ ) sobre una superficie plana de hielo a una temperatura por debajo de cero ( $T$ ) en °C es:

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{21,875 T}{T + 265,5}\right) \text{ kPa} \quad \text{Ec. 3.4}$$

donde  $e_s$  es la presión de vapor a saturación (kPa) a la temperatura del aire por debajo de cero (°C). Sustituyendo la temperatura del bulbo helado ( $T_f$ ) o del punto de formación de hielo ( $T_i$ ) por  $T$  en la Ecuación 3.4, se obtiene la presión de vapor a saturación a la temperatura del bulbo helado ( $e_f$ ) o del punto de formación de hielo ( $e_i$ ), respectivamente.

El contenido de calor latente del aire aumenta con la humedad absoluta (o densidad del vapor de agua) en  $\text{kg m}^{-3}$ . No obstante, más que utilizar la humedad absoluta, la humedad se expresa normalmente en términos de presión de vapor. La presión de vapor se determina normalmente utilizando un psicrómetro (Figura 3.9) para medir las temperaturas del bulbo húmedo ( $T_w$ ) y del bulbo seco ( $T_a$ ). La temperatura del bulbo seco es la temperatura del aire medida con un termómetro que está ventilado a la misma velocidad del viento que la del termómetro del bulbo húmedo para medir la temperatura del bulbo húmedo. Una ecuación para estimar la presión de vapor a partir de  $T_w$  y  $T_a$  es:

$$e = e_w - \gamma(T_a - T_w) \text{ kPa} \quad \text{Ec. 3.5}$$

donde

$$\gamma = 0,000660 (1 + 0,00115 T_w) P_b \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1} \quad \text{Ec. 3.6}$$

FIGURA 3.9

**Psicrómetros de ventilador de aspiración (instrumento de la parte superior) y de honda (instrumento de la parte inferior), que miden las temperaturas del bulbo seco y las del bulbo húmedo o bulbo congelado para determinar varias medidas de humedad**



es la constante psicrométrica ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) ajustada para la temperatura del bulbo húmedo ( $T_w$ ); la presión del vapor a saturación a la temperatura del bulbo húmedo ( $e_w$ ) se calcula sustituyendo  $T_w$  por  $T$  en la Ecuación 3.3 y  $P_b$  (kPa) es la presión barométrica (kPa), donde todas las temperaturas están en  $^\circ C$  (Fritschen y Gay, 1979). Como alternativa, se puede buscar el valor de  $e_w$  correspondiente a la temperatura del bulbo húmedo en las Tablas A3.1 y A3.2 (ver Anexo 3 del Volumen I).

La presión barométrica ( $P_b$ ) varía con la entrada de sistemas meteorológicos, pero es principalmente una función de la elevación ( $E_L$ ). Para cualquier localización,  $P_b$  se puede estimar utilizando la ecuación de Burman, Jensen y Allen (1987) como:

$$P_b = 101,3 \left[ \frac{293 - 0,0065 E_L}{293} \right]^{5,26} \text{ kPa} \quad \text{Ec. 3.7}$$

siendo  $E_L$  la elevación (m) relativa a nivel del mar.

Cuando la temperatura es bajo cero, el agua en el termómetro del bulbo húmedo puede o no congelarse. Una práctica común es congelar el agua del termómetro del bulbo húmedo, poniendo en contacto con un trozo de hielo o con un metal frío. Cuando el agua se congela, habrá un incremento en las lecturas de la temperatura conforme el agua cambia su estadio de líquido a sólido, pero cae conforme el agua se sublima desde el bulbo del termómetro ventilado cubierto con hielo. En pocos minutos, la temperatura se estabilizará a la temperatura del bulbo helado ( $T_f$ ). A partir de las temperaturas del aire y del bulbo helado, la presión de vapor del aire se determina utilizando:

$$e = e_f - \gamma_f (T_a - T_f) \text{ kPa} \quad \text{Ec. 3.8}$$

donde

$$\gamma_f = 0,000582(1 + 0,00115T_f) P_b \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1} \quad \text{Ec. 3.9}$$

es la constante psicrométrica ajustada para la temperatura del bulbo helado ( $T_f$ ), y la presión de vapor a saturación a la temperatura del bulbo helado ( $e_f$ ) se calcula sustituyendo  $T_f$  en la Ecuación 3.4. Alternativamente, se puede encontrar el valor de  $e_f$  correspondiente a la temperatura del bulbo helado en la Tabla A3.3 en el Anexo 3 del Volumen I.

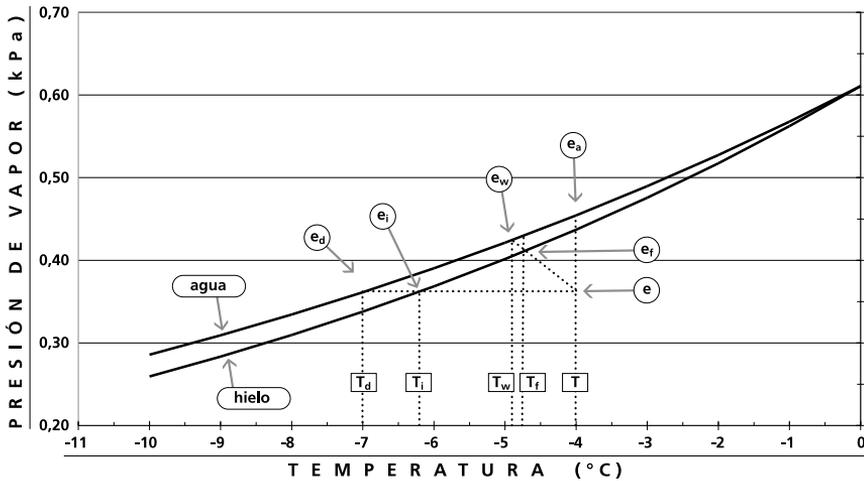
En la Figura 3.10 se muestran las relaciones entre la temperatura, la presión de vapor y algunas medidas de humedad para un intervalo de temperaturas bajo cero. La curva superior representa la presión de vapor a saturación sobre el agua (Ecuación 3.3) y la curva inferior representa la presión de vapor a saturación sobre hielo (Ecuación 3.4). Por consiguiente, a cualquier temperatura bajo cero, la presión de vapor a saturación sobre hielo es inferior que sobre el agua. A una temperatura del aire de  $T_a = -4^\circ\text{C}$  y una presión de vapor de  $e = 0,361 \text{ kPa}$ , las temperaturas correspondientes son:  $T_d = -7,0$ ,  $T_i = -6,2$ ,  $T_w = -4,9$  y  $T_f = -4,7^\circ\text{C}$  para el punto de rocío, el punto de formación del hielo, las temperaturas del bulbo húmedo y del bulbo helado, respectivamente. Las correspondientes presiones de vapor a saturación son:  $e_d = 0,361$ ,  $e_i = 0,361$ ,  $e_w = 0,424$  y  $e_f = 0,411 \text{ kPa}$ . La presión de vapor a saturación a la temperatura del aire es  $e_s = 0,454 \text{ kPa}$ .

Algunas veces es conveniente estimar la temperatura del bulbo húmedo a partir de la temperatura y otras expresiones de humedad. Sin embargo, como la presión de vapor es una función de  $T_w$ ,  $e_w$ ,  $T_a - T_w$  y  $P_b$ , es difícil estimarla sin una programación compleja. Lo mismo ocurre en la estimación de la temperatura del bulbo helado (Ecuación 3.8) a partir de otras expresiones de humedad. Por ello se incluye en este libro una aplicación informática en Excel (CalHum.xls) para estimar  $T_w$  y  $T_f$  a partir de otros parámetros.

Para cualquier combinación de temperaturas bajo cero y nivel de humedad, las presiones de vapor real y la presión de vapor a saturación en el punto de rocío y en el punto de formación de hielo son iguales (i.e.  $e_d = e_i = e$ ). Además el punto de rocío es siempre menor o igual al bulbo húmedo, el cual es menor o igual que la temperatura del aire (i.e.  $T_d \leq T_w \leq T_a$ ). Una relación similar existe para el punto de formación de hielo, el bulbo helado y la temperatura del aire (i.e.  $T_i \leq T_f \leq T_a$ ). A cualquier temperatura bajo cero,  $e_i \leq e_d$ .

FIGURA 3.10

**Presión de vapor a saturación sobre agua (curva superior) y sobre hielo (curva inferior) versus temperatura**



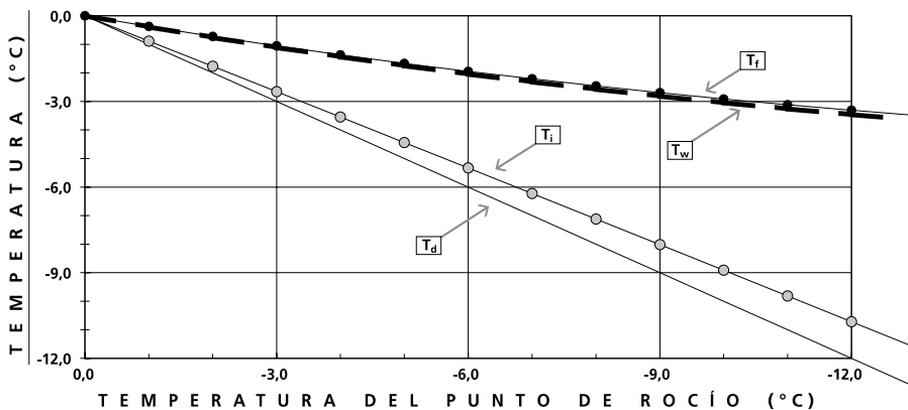
La Figura 3.11 muestra las correspondientes temperaturas del aire, del bulbo húmedo, del bulbo helado, punto de formación de hielo y del punto de rocío al nivel del mar para un intervalo de temperaturas del punto de rocío con una temperatura del aire  $T_a = 0\text{ °C}$ . Si el punto de rocío es  $T_d = -6\text{ °C}$  a  $T_a = 0\text{ °C}$ , tanto el bulbo húmedo como el bulbo helado están cerca de  $-2\text{ °C}$ . De hecho, hay escasa diferencia entre las temperaturas del bulbo húmedo y del bulbo helado para una temperatura de punto de rocío dada en un intervalo importante de temperaturas para la protección contra heladas. Sin embargo, las temperaturas del punto de formación de hielo y del punto de rocío se desvían conforme el contenido de vapor de agua del aire (i.e. el punto de rocío) disminuye. Como hay

poca diferencia entre la temperatura del bulbo húmedo y del bulbo helado, casi no es necesario diferenciar entre los dos parámetros. Por ello, únicamente la temperatura del bulbo húmedo se utilizará en futuras discusiones.

El contenido total de calor en el aire es importante en la protección contra heladas porque el daño es menos probable cuando el aire tiene un mayor contenido de calor. Durante una noche de helada, la temperatura cae conforme el calor sensible del aire disminuye. El contenido de calor sensible (y la temperatura) disminuye dentro de un volumen de aire desde la superficie del suelo hasta la parte superior de la inversión debido a que la suma de (1) transferencia de calor hacia abajo desde el aire por encima, (2) flujo de calor en el suelo hacia arriba en dirección a la superficie y (3) transferencia del calor almacenado dentro de la vegetación a las superficie de las plantas, es insuficiente para reemplazar las pérdidas en el contenido de calor sensible que resultan de las pérdidas energéticas de la radiación neta. Si el aire y la superficie se enfrían suficientemente, la temperatura de la superficie puede caer hasta  $T_d$  y el vapor de agua empieza a condensarse como líquido (i.e. rocío) o a  $T_i$  y el vapor de agua empieza a depositarse como hielo. Este cambio de fase convierte el calor latente a sensible en la superficie y reemplaza parcialmente las pérdidas de energía de la radiación neta. En consecuencia, cuando se forma rocío o hielo en la superficie, el suministro adicional de calor sensible que suministra la conversión del calor latente reduce el ritmo de caída de temperatura.

FIGURA 3.11

Temperaturas correspondientes al bulbo húmedo ( $T_w$ ), al bulbo helado ( $T_f$ ), al punto de formación de hielo ( $T_i$ ) y al punto de rocío ( $T_d$ ) como una función de la temperatura del punto de rocío a una elevación de 250 m por encima del nivel del mar (i.e. presión del aire ( $P_b$ ) = 98 kPa) con una temperatura del aire  $T_a = 0^\circ\text{C}$



Una buena medida del contenido de calor total del aire es la temperatura “equivalente” ( $T_e$ ), que es la temperatura que tendría el aire si todo el calor latente se convirtiera a calor sensible. La fórmula para calcular  $T_e$  (°C) a partir de la temperatura del aire  $T_a$  (°C), la presión de vapor  $e$  (kPa) y la constante psicrométrica  $\gamma$  (kPa °C<sup>-1</sup>) es:

$$T_e = T_a + \frac{e}{\gamma} \quad \infty\text{C} \quad \text{Ec. 3.10}$$

Valores calculados de  $T_e$  para un intervalo de  $T_a$  y  $T_i$  vienen dados en la Tabla 3.1 y para un intervalo de  $T_a$  y  $T_d$  en la Tabla 3.2. Valores para  $T_d$  y  $T_i$  dependen solo del contenido de vapor de agua del aire y por tanto del contenido en calor latente del aire. Cuando la  $T_d$  o  $T_i$  es alta, entonces  $T_e$  es con frecuencia considerablemente más alta que la temperatura del aire, lo cual implica un contenido de calor total superior (i.e. entalpía más alta). Por consiguiente, cuando  $T_e$  es cercano a  $T_a$ , el aire es seco, hay menos calor en el aire y hay más probabilidad de daño por helada.

TABLA 3.1

**Temperaturas equivalentes ( $T_e$ ) para un intervalo de temperaturas del aire ( $T_a$ ) y del punto de formación del hielo ( $T_i$ ) al nivel del mar con la presión de vapor a saturación ( $e_a$ ) y la constante psicrométrica ( $\gamma$ ), que son funciones de  $T_a$**

$T_a$	$e_a$	$\gamma$	$T_i$ , TEMPERATURA DEL PUNTO DE FORMACION DE HIELO (°C)					
			-10,0	-8,0	-6,0	-4,0	-2,0	0,0
°C	kPa	kPa°C <sup>-1</sup>						
-10,0	0,286	0,067	-6,2					
-8,0	0,334	0,067	-4,1	-3,4				
-6,0	0,390	0,067	-2,1	-1,4	-0,5			
-4,0	0,454	0,067	-0,1	0,6	1,5	2,5		
-2,0	0,527	0,067	1,9	2,6	3,5	4,5	5,7	
0,0	0,611	0,067	3,9	4,6	5,5	6,6	7,8	9,2
2,0	0,706	0,067	5,9	6,7	7,5	8,6	9,8	11,2
4,0	0,813	0,066	7,9	8,7	9,6	10,6	11,8	13,2

### Calor sensible

El contenido de energía del aire depende de la presión barométrica, de la temperatura y de la cantidad de vapor de agua presente por unidad de volumen. La energía (o calor) que medimos con un termómetro es una medida de la energía cinética del aire (i.e. la energía debida al hecho de que las moléculas están en

TABLA 3.2

**Temperaturas equivalentes ( $T_e$ ) para un intervalo de temperaturas del aire ( $T_a$ ) y del punto de rocío ( $T_d$ ) al nivel del mar con la presión de vapor a saturación ( $e_a$ ) y la constante psicrométrica ( $\gamma$ ), que son funciones de  $T_a$**

$T_a$ °C	$e_a$ kPa	$\gamma$ kPa°C <sup>-1</sup>	$T_d$ , TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCIO (°C)						
			-10,0	-8,0	-6,0	-4,0	-2,0	0,0	
-10,0	0,286	0,067	-5,8						
-8,0	0,334	0,067	-3,8	-3,0					
-6,0	0,390	0,067	-1,7	-1,0	-0,2				
-4,0	0,454	0,067	0,3	1,0	1,8	2,8			
-2,0	0,527	0,067	2,3	3,0	3,8	4,8	5,9		
0,0	0,611	0,067	4,3	5,0	5,9	6,8	7,9	9,2	
2,0	0,706	0,067	6,3	7,0	7,9	8,8	9,9	11,2	
4,0	0,813	0,066	8,3	9,0	9,9	10,8	11,9	13,2	

movimiento). Cuando se coloca un termómetro en el aire, es constantemente bombardeado con moléculas de aire a velocidades cercanas a las del sonido. Estas colisiones transfieren calor desde las moléculas al termómetro y producen su calentamiento. Esto provoca la expansión del líquido del termómetro y podemos leer el cambio en el nivel del líquido como una temperatura. Cuando la temperatura del aire aumenta, las moléculas del aire se mueven más rápido y entonces tiene más energía cinética. Como consecuencia más moléculas golpean el termómetro y a velocidades más altas, provocando una mayor transferencia de energía cinética y una lectura de temperatura más alta. Por ello, la temperatura se relaciona con la velocidad de las moléculas del aire y el número de moléculas que golpean la superficie del termómetro. Igual que en el termómetro, las moléculas del aire golpean nuestra piel a velocidades cercanas al sonido y la energía cinética se transfiere desde las moléculas hasta nuestra piel por el impacto. “Sentimos” esta transferencia de energía, y por eso se denomina calor “sensible”.

Si el aire estuviera completamente en calma (i.e. sin viento o turbulencia), entonces la temperatura que notaríamos dependería únicamente de la transferencia de calor molecular, donde la energía se transfiere debido a las colisiones a alta velocidad entre las moléculas de aire que se están moviendo en distancias cortas. Sin embargo, como hay viento y turbulencia, las parcelas de aire con distinto contenido de calor sensible se mueven de un lugar a otro (i.e. flujo de calor sensible). Por ejemplo, si permanecemos dentro de una sauna seca con al aire relativamente en calma sentiremos el calor debido principalmente a la transferencia de calor molecular a través de la capa límite del aire en calma cerca

de nuestro cuerpo. Sin embargo si se pone en marcha un ventilador dentro de la sauna, parte del aire más caliente (i.e. con la moléculas moviéndose más rápido) será forzado a convectar a través de la capa límite hasta nuestra piel. Como la mezcla es mecánica, debido al ventilador, la transferencia forzada hasta nuestra piel se denomina convección “forzada”. El aire más caliente es menos denso que el aire frío (i.e. la masa por unidad de volumen es menor), y por tanto si la fuente de calor está en el suelo de la sauna, al aire en la superficie será menos denso y ascenderá hacia el aire más frío que está por encima. Cuando el aire caliente menos denso asciende, la transferencia de calor se denomina convección “libre”. En la naturaleza, el viento fluye principalmente parcelas de aire caliente horizontalmente y si en una zona fluye aire más caliente, el proceso se denomina “advección de aire caliente”. De forma parecida, si el aire frío fluye dentro de una zona, el proceso se denomina “advección de aire frío”. En la protección contra heladas, tanto la convección forzada como la libre son importantes.

El flujo de calor sensible es importante para la protección contra heladas tanto a escala de parcela como a escala de hoja, yema o fruto. El flujo de calor sensible desde el aire hacia la superficie compensa parcialmente las pérdidas de energía debidas a la radiación neta en la superficie. Sin embargo, conforme el calor sensible es eliminado en la superficie, el aire por encima del cultivo es transferido hacia abajo para compensarlo. Esto produce una pérdida de calor sensible tanto por encima del cultivo como en el propio cultivo. Como resultado la temperatura cae en todos los niveles dentro de la capa de inversión, pero sobre todo cerca de la superficie. Algunos métodos de protección (e.g. ventiladores y helicópteros) facilitan principalmente el transporte de calor sensible para proporcionar más energía a la superficie y frenar la caída de temperatura. También los métodos como las estufas utilizan parcialmente el flujo de calor sensible para transportar energía hacia el cultivo y proporcionar protección.

Además de la transferencia de energía al nivel de parcela, el flujo de calor sensible a través de las capas límites de hojas, yemas y frutos hacia la superficie es importante para determinar la temperatura de las partes sensibles de las plantas. Una capa límite sobre la superficie de las plantas es una capa delgada de aire en calma donde la mayor parte de la transferencia de calor es por difusión molecular. Esta capa tiende a aislar las partes de la planta de la transferencia de calor sensible y del calor latente con el aire. Por ejemplo, los ventiladores se sabe que proporcionan protección contra heladas incluso cuando no hay inversión de temperatura por encima del cultivo. Esto ocurre porque al aumentar la ventilación se reduce la profundidad de la capa límite sobre la superficie de la hoja, de la yema o de fruto, y favorece la transferencia de calor sensible desde el aire hacia la superficie.

De acuerdo con el principio de Arquímedes, un cuerpo total o parcialmente inmerso en un fluido está sujeto a una fuerza hacia arriba igual en magnitud a la masa del fluido que desplaza. Los materiales totalmente inmersos, con una densidad media más pequeña que la del fluido, ascenderán y los materiales más densos caerán hacia la parte inferior. Una buena ilustración de cómo funciona la densidad es un globo de aire caliente. Cuando el aire caliente es forzado en el interior del globo, más moléculas golpean en el interior que en el exterior del globo, y por tanto hay más presión en el interior y las paredes se ensanchan. Finalmente, el globo se expande completamente. Conforme se introduce aire caliente de forma adicional en el agujero de la parte inferior, las moléculas de aire del interior del globo se mueven a velocidades más altas y parte del aire es forzado a salir del agujero del fondo. Salen más moléculas que las que entran a través del agujero del fondo, y en consecuencia la masa de aire en el interior decrece, mientras que el volumen permanece relativamente fijo. Como consecuencia la densidad disminuye. Cuando la densidad (i.e. la masa del globo, góndola, estufa, etc., dividido por el volumen ocupado por el globo y sus componentes) es menor que la densidad del aire del ambiente, el globo ascenderá. Si la estufa para de funcionar, entonces el aire del interior del globo empezará a enfriarse y el aire del exterior entrará por el agujero del fondo, lo que provocará que aumente la densidad del globo. Conforme se vuelva más denso, el globo descenderá. Claramente, la densidad es un factor importante para determinar si el aire se mueve hacia arriba o hacia abajo y por ello es importante para la protección contra heladas.

Teniendo en cuenta el ejemplo del globo, está claro que el aire más caliente y menos denso asciende y que el aire más frío y más denso desciende. Durante una helada nocturna de radiación, el aire frío se acumula cerca de la superficie y si el suelo está en una pendiente empezará a fluir ladera abajo de igual forma que lo hace el agua. Sin embargo, igual que con el agua, el flujo de aire frío se puede controlar poniendo obstáculos (vallas, paredes, cortavientos, etc.) para canalizar el aire hacia donde haga menos daño. Esto se ha utilizado de forma efectiva como método de protección contra heladas. Al mismo tiempo, los obstáculos también pueden bloquear el drenaje normal de aire frío desde un cultivo y aumentar potencialmente el daño.

### **Conducción– Flujo de calor al suelo**

De la misma manera que las moléculas en el aire, las moléculas en un sólido también se mueven más rápido cuando la energía se transfiere al sólido y aumenta su temperatura. Esta forma de transferencia de energía se denomina conducción. Un buen ejemplo es la transferencia de calor a través de una barra de metal con

un extremo situado en fuego, donde el calor es transferido de molécula a molécula hasta el otro extremo de la barra. La conducción es un mecanismo importante de transferencia para almacenar la energía en el suelo y por tanto es importante para la protección contra heladas.

La tasa de transferencia de energía por conducción depende de la capacidad del material para conducir la energía (i.e. conductividad térmica) y del gradiente de temperatura con la distancia dentro del material. La conductividad térmica de un suelo depende del tipo y volumen relativo ocupado por los constituyentes del suelo. El aire es un mal conductor del calor, y por eso los suelos secos con más espacios de aire tienen conductividades térmicas menores. La conductividad térmica de los suelos secos varía, pero es aproximadamente de 0,1, 0,25 y 0,3  $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  para suelos orgánicos, arcillosos y arenosos. Si los suelos están casi saturados de agua, la conductividad es aproximadamente de 0,5, 1,6 y 2,4  $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  para los tres tipos generales de suelo.

Hay una conducción positiva en el suelo cuando la superficie está más caliente que el suelo por debajo y la conducción es negativa cuando el calor se conduce hacia arriba hacia la superficie más fría. Conforme el Sol asciende, la superficie del suelo está más caliente que por debajo y por tanto el calor se conduce hacia abajo y se almacena en el suelo. Conforme la radiación neta disminuye durante la tarde, la superficie se enfriará en relación al suelo por debajo y el calor será conducido hacia arriba hacia la superficie (i.e. flujo negativo). Este flujo de calor negativo continua durante la noche mientras el calor del suelo es conducido hacia arriba para reemplazar la pérdida de energía en la superficie más fría. En una base horaria, la densidad de flujo de calor al suelo puede cambiar considerablemente pero, en una base diaria, la cantidad de energía al suelo es generalmente casi la misma que la cantidad de sale del suelo. A largo plazo, hay un ligero déficit cada día durante el otoño, y por ello el suelo pierde energía de forma gradual y se enfría. En primavera, hay un ligero incremento de la energía que se recibe y se almacena cada día, y por ello la temperatura media diaria del suelo aumentara de forma gradual. Se tendría que recordar que la selección del suelo y su manejo tienen tanto efectos a corto plazo (i.e. diarios) como a largo plazo (i.e. anuales) en la temperatura del suelo.

La densidad del flujo de calor al suelo ( $G$ ) se estima como:

$$G = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} \text{ W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.11}$$

donde  $K_s$  es la conductividad térmica ( $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ) y el segundo término de la derecha es el cambio de la temperatura con la profundidad ( $^\circ\text{C m}^{-1}$ ) denominado gradiente térmico. No es posible medir directamente la densidad de flujo de calor

( $G$ ) en la superficie del suelo. Si un plato de flujo de calor se coloca en la superficie, entonces la luz solar que incide en el plato provocará que se registre una densidad de flujo considerablemente superior a la que se produciría realmente en el suelo. Si el plato de flujo térmico se entierra entre 0,01 y 0,02 m de la superficie se pueden producir errores si el suelo tiene grietas y permite que el Sol incida en el plato, la lluvia o el riego drenan agua sobre el plato, o se forman condensaciones en la superficie del plato. Para evitar estos problemas, generalmente, es mejor enterrar los platos de flujo de calor a una profundidad entre 0,04 y 0,08 m y realizar correcciones para el calor almacenado en el suelo por encima de los platos.

La densidad de flujo de calor en la superficie del suelo ( $G = G_1$ ) se estima a partir de:

$$G_1 = G_2 + C_V \left( \frac{T_{sf} - T_{si}}{t_f - t_i} \right) \Delta z \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.12}$$

donde  $G_2$  es la medida del plato de flujo de calor ( $\text{W m}^{-2}$ ) a la profundidad  $\Delta z$  (m) en el suelo,  $C_V$  es la capacidad de calor volumétrica del suelo ( $\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $T_{sf}$  y  $T_{si}$  son las temperaturas medias (K o  $^\circ\text{C}$ ) de las capas de suelo entre el nivel del plato de flujo y la superficie del suelo al final ( $t_f$ ) y al inicio ( $t_i$ ) del tiempo (s) de muestreo (e.g.  $t_f - t_i = 1800$  s para un período de 30 minutos). Típicamente, un conjunto de dos a cuatro termopares en paralelo se utilizan para medir la temperatura media ponderada de la capa del suelo por encima de los platos de flujo de calor al inicio y al final del periodo de muestreo para calcular el término de la derecha de la Ecuación 3.12. Basado en de Vries (1963), una fórmula para estimar  $C_V$  ( $\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) es:

$$C_V = (1,93V_m + 2,51V_o + 4,19\theta) 10^6 \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.13}$$

donde  $V_m$ ,  $V_o$  y  $\theta$  son las fracciones volumétricas de los minerales, la materia orgánica y el agua, respectivamente (Jensen, Burman y Allen, 1990).

La difusividad térmica ( $\kappa_T$ ) del suelo es la relación entre la conductividad térmica y la capacidad de calor volumétrica:

$$\kappa_T = \frac{K_s}{C_V} \quad \text{m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \text{Ec. 3.14}$$

Este parámetro es útil como una medida de la rapidez con que cambia la temperatura de una capa del suelo, y por tanto es importante cuando estemos considerando la selección del suelo y su manejo para la protección contra heladas.

Conforme el suelo seco se humedece,  $K_s$  aumenta más rápidamente que  $C_v$ , y en consecuencia  $\kappa_T$  aumenta conforme aumenta el contenido de agua de un suelo seco. Sin embargo, conforme los poros del suelo se empiecen a llenar con agua,  $C_v$  aumentará más rápidamente que  $K_s$ , y por tanto  $\kappa_T$  alcanza los valores más altos cerca de capacidad de campo, y después decrece conforme el suelo se satura de agua. La transferencia óptima de calor ocurre en un valor máximo de  $\kappa_T$ , y por ello un objetivo de la protección contra heladas es mantener el contenido de agua en la capa superficial del suelo cercana a capacidad de campo para maximizar  $\kappa_T$ . Tanto para suelos arenosos como para suelos arcillosos, deben evitarse los suelos secos y no hay ninguna ventaja en saturar un suelo arcilloso (Figura 3.12). Para los suelos que se encuentran entre los arenosos y los arcillosos, los contenidos de agua próximos a capacidad de campo tienen, en general, los valores más altos de  $\kappa$ . Los suelos muy orgánicos (turberas) generalmente tienen una difusividad térmica baja independientemente del contenido de agua del suelo (Figura 3.12). En consecuencia, para la protección contra heladas, los suelos turberosos deben evitarse cuando seleccionamos un emplazamiento para un nuevo cultivo.

Además de la energía por conducción hacia dentro y hacia fuera de un suelo, también existe la conducción hacia dentro y hacia fuera de los materiales que constituyen las plantas (e.g. tronco de los árboles, frutos grandes). La energía almacenada por los tejidos de las plantas es pequeña si se compara con la densidad de flujo de calor del suelo, pero puede ser importante en algunos casos. Por ejemplo, el calor almacenado en los frutos de los cítricos provoca que la temperatura de la piel del fruto caiga más lentamente y no tan rápida como la temperatura del aire. Esto hay que tenerlo en consideración cuando se determina cuándo proteger una plantación de cítricos.

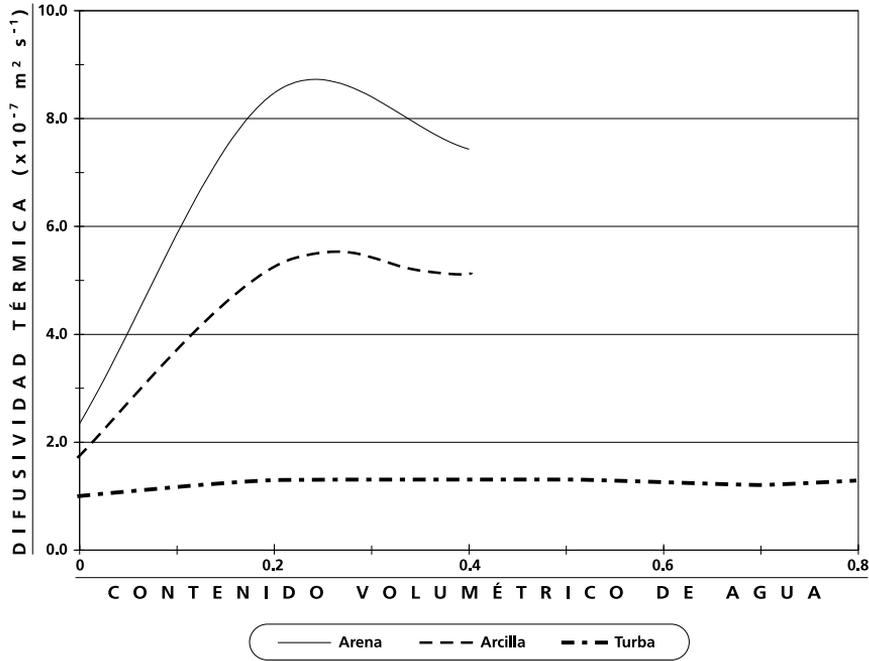
### Radiación

La radiación electromagnética es la transferencia de energía que resulta de la oscilación de los campos eléctrico y magnético. Un buen ejemplo es la luz del Sol o radiación solar, la cual transfiere enormes cantidades de energía a la superficie de la Tierra. La mayor parte de la distancia entre el Sol y la Tierra es vacío (i.e. espacio vacío), por ello una propiedad de la radiación es que la transferencia de calor ocurre incluso a través del vacío. Aunque más fríos, los objetos en la Tierra radian energía a sus alrededores, pero el contenido de energía de la radiación es considerablemente menor. La energía radiada desde un objeto es una función de la cuarta potencia de la temperatura absoluta:

$$E = \epsilon \sigma T_K^4 \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.15}$$

FIGURA 3.12

**Ejemplo de difusividades térmicas para suelos arenosos, arcillosos y turbas (orgánico) como una función del contenido volumétrico de agua (modificado de Monteith y Unsworth, 1990)**



donde  $\varepsilon$  es la emisividad (i.e. la fracción de la energía máxima posible emitida a una temperatura en particular);  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ , es la constante de Stefan-Boltzmann; y  $T_K$  es la temperatura absoluta ( $T_K = T_a + 273,15$ ). Asumiendo que  $\varepsilon = 1,0$ , la densidad de flujo radiante desde la superficie del Sol a 6 000 K es de unos 73 483 200  $\text{W m}^{-2}$ , mientras que la radiación desde la superficie de la Tierra a 288 K es aproximadamente 390  $\text{W m}^{-2}$ . Sin embargo, como la irradiancia (i.e. densidad de flujo de radiación en  $\text{W m}^{-2}$ ) que es recibida por una superficie disminuye con el cuadrado de la distancia desde el Sol y la distancia media entre la Tierra y el Sol es de unos 150 660 000 km, la energía solar se reduce hasta aproximadamente la constante solar ( $G_{sc} = 1\,367 \text{ W m}^{-2}$ ) en el momento que alcanza la parte superior de la atmósfera de la Tierra. Conforme la radiación atraviesa la atmósfera, parte es reflejada y parte es absorbida, por ello, en un día despejado, sólo un 75% de la radiación solar alcanza la superficie. Como la Tierra

recibe la energía solar en una área de superficie ( $\pi r^2$ ) de un disco perpendicular a los rayos del Sol con un radio ( $r$ ) igual que la Tierra emite desde un área de la superficie de una esfera ( $4\pi r^2$ ), el input y el output de la energía radiante están en equilibrio y la temperatura de la Tierra es relativamente estable.

La energía radiante puede describirse en términos de la longitud de onda de la radiación. Los cuerpos con temperaturas más altas emiten las longitudes de onda de energía electromagnética más cortas. La energía emitida por un emisor perfecto a 6 000 K cae dentro del intervalo de 0,15 a 4,0  $\mu\text{m}$ , donde 1,0  $\mu\text{m} = 1,0 \times 10^{-6}$  m. Mucha de la radiación de energía elevada (longitud de onda corta) es absorbida o reflejada conforme pasa a través de la atmósfera, por ello la radiación solar recibida en la superficie de la Tierra cae principalmente en la longitud de onda en el intervalo entre 0,3 y 4,0  $\mu\text{m}$ . La longitud de onda de máxima emisión ( $\lambda_{max}$ ) se calcula utilizando la ley del desplazamiento de Wien como:

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T_K} \quad \mu\text{m} \quad \text{Ec. 3.16}$$

donde  $T_K$  es la temperatura absoluta del objeto que está emitiendo. Para el Sol a 6 000 K, la  $\lambda_{max}$  es aproximadamente 0,48  $\mu\text{m}$ . La mayor parte de la radiación térmica (i.e. terrestre) desde objetos a las temperaturas de la Tierra cae en el intervalo entre 3,0 y 100  $\mu\text{m}$ , con un máximo a aproximadamente 10  $\mu\text{m}$  para una temperatura media  $T_K \approx 288$  K. Hay un solapamiento entre 3,0 y 4,0  $\mu\text{m}$  para la radiación solar y terrestre, pero la energía emitida en el intervalo es pequeña para ambas distribuciones espectrales. Además, la energía del Sol se denomina radiación de onda corta (i.e. longitud de onda corta) y la de la Tierra se denomina radiación de onda larga (i.e. longitud de onda larga). Las dos bandas tienen un solapamiento insignificante.

La radiación de onda corta neta ( $R_{Sn}$ ) se calcula como:

$$R_{Sn} = R_{Sd} + R_{Su} \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.17}$$

donde  $R_{Sd}$  y  $R_{Su}$  son las densidades de flujo de radiación de onda corta hacia abajo (positiva) y hacia arriba (negativa), respectivamente. Como la Tierra es demasiado fría para emitir energía significativa como radiación de onda corta,  $R_{Su}$  comprende únicamente la radiación de onda corte reflejada. La fracción de radiación de onda corta que es reflejada desde una superficie se denomina albedo ( $\alpha$ ), y por ello la radiación de onda corta hacia arriba se expresa como:

$$R_{Su} = -\alpha R_{Sd} \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.18}$$

Entonces, la radiación de onda corta neta (i.e. la cantidad absorbida en la superficie) puede expresarse como:

$$R_{Sn} = R_{Sd} + R_{Su} = R_{Sd} + (-\alpha R_{Sd}) = (1 - \alpha)R_{Sd} \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.19}$$

Las superficies vegetales normalmente absorben la mayoría de la radiación de onda larga hacia abajo que incide en ellas. Sin embargo, una fracción mínima es reflejada de nuevo al cielo. La superficie también emite radiación de onda larga de acuerdo con la cuarta potencia de su temperatura. La radiación neta de onda larga es el balance entre las ganancias y las pérdidas de radiación hacia y desde la superficie tal como se indica por:

$$R_{Ln} = R_{Ld} + R_{Lu} \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.20}$$

donde la radiación de onda larga hacia abajo ( $R_{Ld}$ ) es una ganancia (i.e. un número positivo) y la radiación de onda larga hacia arriba ( $R_{Lu}$ ) es una pérdida (i.e. un número negativo). La temperatura aparente del cielo es mucho más fría que la de la superficie, y por ello la radiación de onda larga hacia abajo es menos que la radiación de onda larga hacia arriba y la radiación de onda larga neta es siempre negativa.

La radiación hacia abajo  $R_{Ld}$  es la energía emitida a la temperatura aparente del cielo, la cual varía principalmente en función de la nubosidad. Como la temperatura de la superficie y la temperatura aparente del cielo no se conocen normalmente, se han desarrollado algunas ecuaciones para estimar  $R_{Ln}$  como una función de la temperatura protegida estándar  $T_a$  (°C).

La siguiente ecuación de  $R_{Ln}$  da una buena estimación para el día:

$$R_{Ln} = -f\epsilon_o\sigma T_k^4 \quad \text{W m}^{-2} \quad \text{Ec. 3.21}$$

donde  $f$  es una función que tiene en cuenta la nubosidad durante el día (Wright y Jensen, 1972):

$$f = 1,35 \frac{R_{Sd}}{R_{So}} - 0,35 \quad \text{Ec. 3.22}$$

donde  $R_{Sd}$  es una medida de la radiación solar total y  $R_{So}$  es la radiación solar del cielo despejado. El valor mínimo es  $f = 0,055$  para un cielo tapado por completo (i.e.  $R_{Sd}/R_{So} = 0,3$ ) y el máximo es  $f = 1,0$  para cielos completamente despejados (Allen *et al.*, 1998). En la ecuación 3.21,  $T_K = T_a + 273,15$  es la temperatura

absoluta (K) que se corresponde con  $T_a$  (i.e. la temperatura medida en una caseta meteorológica estándar). La emisividad neta aparente ( $\epsilon_o$ ) entre la superficie y el cielo se estima utilizando una fórmula basada en Brunt (1932) y utilizando los coeficientes de Doorenbos y Pruitt (1977):

$$\epsilon_o = 0,34 - 0,139\sqrt{e_d} \quad \text{Ec. 3.23}$$

donde  $e_d$  es la presión de vapor (kPa) medida en una caseta meteorológica estándar. No hay un método conocido, suficientemente preciso, para estimar  $f$  durante la noche; sin embargo, los cielos normalmente están despejados durante una helada nocturna de radiación, y por tanto  $R_{Ln}$  puede estimarse utilizando las ecuaciones 3.21 y 3.23 con  $f = 1,0$ .

En una helada nocturna de radiación,  $R_{Ln}$  varía normalmente entre  $-73$  y  $-95 \text{ W m}^{-2}$  dependiendo de la temperatura y la humedad (Tabla 3.3). Cuando los cielos están completamente cubiertos,  $R_{Ln}$  depende de la temperatura base de la nube; pero se espera una  $R_n = -10 \text{ W m}^{-2}$  para nubes bajas tipo estrato. Por consiguiente, según la cobertura de nubes,  $-95 \text{ W m}^{-2} < R_{Ln} < -10 \text{ W m}^{-2}$ , con un valor típico de alrededor de  $-80 \text{ W m}^{-2}$  para una noche de helada despejada.

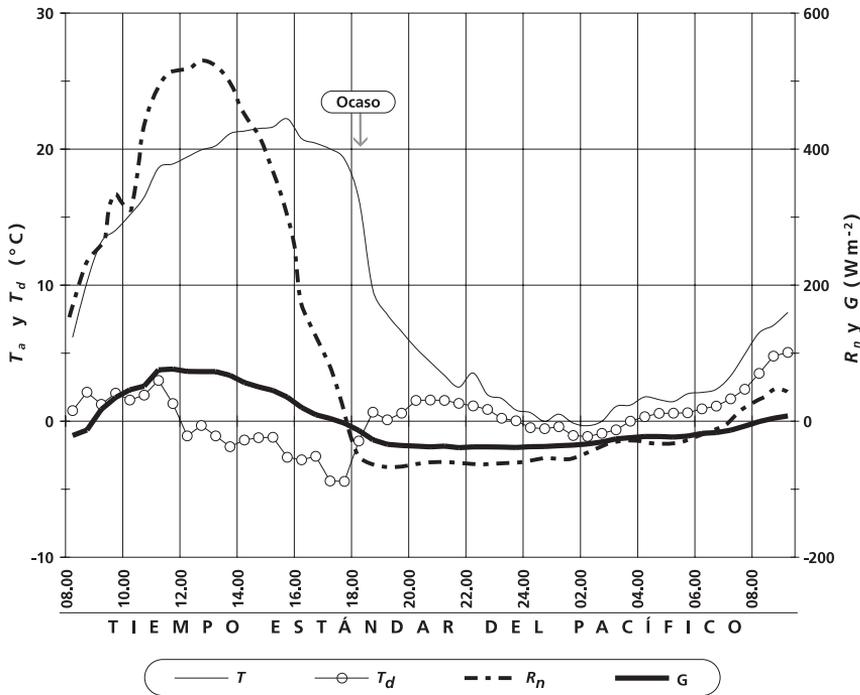
TABLA 3.3

**Radiación neta de onda larga ( $\text{W m}^{-2}$ ) para un intervalo de temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ) del aire ( $T_a$ ) y del punto de rocío bajo cero ( $T_d$ ) y de la presión de vapor a saturación a la temperatura del punto de rocío ( $e_d$ ) en kPa. Los valores de  $R_{Ln}$  se han calculado utilizando las Ecuaciones 3.21 y 3.23, y asumiendo  $f = 1.0$**

$T_a$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCÍO ( $^{\circ}\text{C}$ )			
	0	-2	-4	-6
12	-86	-89	-92	-95
10	-84	-87	-90	-92
8	-82	-84	-87	-89
6	-79	-82	-85	-87
4	-77	-80	-82	-84
2	-75	-77	-80	-82
0	-73	-75	-78	-80
-2		-73	-75	-77
-4			-73	-75
-6				-73
$e_d$ (kPa) =	0,6108	0,5274	0,4543	0,3902

FIGURA 3.13

La radiación neta ( $R_n$ ), la densidad del flujo de calor al suelo ( $G$ ), la temperatura del aire ( $T_a$ ) a 1,5 m, y la temperatura del punto de rocío ( $T_d$ ) a 1,5 m en una plantación de nogales con una cobertura parcial de gramíneas y de malas hierbas en el Indian Valley, California, EE.UU. (latitud 39°N) el 14–15 de marzo de 2001



La figura 3.13 muestra un ejemplo de cambios en la radiación neta, la densidad de flujo de calor del suelo y la temperatura del aire que son típicos en primavera en una valle montañoso de California. Durante el día, el valor máximo es  $R_n \approx 500 \text{ W m}^{-2}$  y durante la noche, la radiación neta cae hasta aproximadamente  $-80 \text{ W m}^{-2}$ . Aumenta después de las 02.00 h conforme la cobertura de nubes aumenta lentamente. Observa que la temperatura nocturna empieza a caer rápidamente a la caída del Sol, un poco después de que la  $R_n$  sea negativa. Empezando unas dos horas después de la caída del Sol, la tasa de disminución de temperatura permanece casi constante hasta que la cobertura de nubes aumenta y produce un aumento en la temperatura.

### El flujo de calor latente

Cuando el vapor de agua se condensa o se congela, el calor latente cambia a calor sensible y la temperatura del aire y de cualquier materia en contacto con el agua líquida o sólida aumentará temporalmente. Cuando el calor latente cambia a calor sensible, la temperatura del aire aumenta. Cuando el hielo se derrite, el agua se calienta, o el agua se evapora, el calor sensible cambia a calor latente y la temperatura del aire cae. La tabla 3.4 muestra la cantidad de calor consumida o liberada por unidad de masa para cada uno de estos procesos. Cuando el intercambio de energía es positivo, entonces el contenido de calor sensible aumenta y también la temperatura. La temperatura desciende cuando el intercambio de energía es negativo.

Las temperaturas bajo cero pueden provocar la formación de cristales de hielo en las superficies de las plantas. Para que el vapor de agua se condense como rocío o se deposite sobre las superficies como hielo por sublimación, el aire en contacto debe en primer lugar saturarse (i.e. alcanza el 100% de humedad relativa). Con una posterior caída de la temperatura, el vapor de agua tanto se condensará como se depositará sobre la superficie. Ambas son reacciones exotérmicas, por ello el calor latente se convierte en calor sensible durante los procesos de condensación o deposición y la liberación de calor disminuirá la caída de temperatura.

TABLA 3.4

#### Intercambio de energía del agua debido al enfriamiento, al calentamiento y a los cambios de fase

PROCESO	ENERGÍA
Enfriamiento del agua	+4,1868 J g <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>
Congelamiento (el líquido congela a 0°C)	+334,5 J g <sup>-1</sup>
Enfriamiento del hielo	+2,1 J g <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>
Condensación de agua (vapor a líquido) a 0°C	+2 501,0 J g <sup>-1</sup>
Deposición de agua (vapor a hielo) a 0°C	+2 835,5 J g <sup>-1</sup>
Sublimación del agua (hielo a vapor) a 0°C	-2 835,5 J g <sup>-1</sup>
Evaporación del agua (agua a vapor) a 0°C	-2 501,0 J g <sup>-1</sup>
Calentamiento del hielo	-2,1 J g <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>
Fusión (hielo se funde a 0°C)	-334,5 J g <sup>-1</sup>
Calentamiento del agua	-4,1868 J g <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>

NOTA: Signos positivos indican liberación de calor sensible y signos negativos indican extracción de calor sensible.

La densidad de flujo de vapor de agua ( $E$ ) es el flujo de las moléculas de agua por unidad de tiempo y por unidad de superficie (i.e.  $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ). Cuando se multiplica por el calor latente de vaporización ( $L \approx 2,501 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$  a  $0^\circ\text{C}$ ), la densidad de flujo de vapor de agua se expresa en unidades de energía (i.e.  $\text{W m}^{-2}$ ). La evaporación es importante para todos los métodos de protección contra heladas que se basan en el uso del agua. La relación entre el calor latente de vaporización y el calor latente de fusión es 7,5, por ello debe congelarse mucha más agua comparada con la de vaporización para tener una ganancia neta de energía cuando se utilizan aspersores para la protección contra heladas.

Es normal para los fruticultores experimentar problemas por la aparición de zonas dañadas en la piel de los frutos. Aunque el daño del fruto no llega al punto de una pérdida completa, la zona dañada reduce el valor del fruto para consumo de mesa. Este problema es debido probablemente a las gotas de agua sobre el fruto en una noche con temperaturas del aire bajo cero. Por ejemplo, si una lluvia ligera, niebla o un riego se produce durante el día de forma que los frutos se cubren con agua, esta agua se evaporará durante la noche y la pulpa del fruto cerca de las gotas de agua se puede enfriar hasta la temperatura del bulbo húmedo o del bulbo helado, que es más baja que la temperatura del aire. Como resultado, el daño se produce donde había gotas de agua en el fruto. Si la temperatura del punto de rocío es baja, el daño puede producirse en los cultivos sensibles, incluso si la temperatura del aire permanece por encima de  $0^\circ\text{C}$ .

### **Recursos adicionales sobre el balance de energía**

Para lo lectores que quieren más rigor e información detallada sobre el balance de energía y su relación con la protección contra heladas se sugiere Rossi *et al.* (2002), Barfield y Gerber (1979) y Kalma *et al.* (1992).