

UNIDAD 6. PRINCIPIOS DE MICROCLIMATOLOGÍA.

APUNTES EN BORRADOR, PERO BUENOS, NUMERACIÓN NO CORRESPONDE.

En esta unidad nos ocuparemos de ciertas leyes que gobiernan el comportamiento del aire, teniendo en cuenta los cambios de temperatura y se tratarán los conceptos básicos que describen la transmisión de calor a través del suelo, de importancia en las actividades agrícolas y forestales.

Cuando se habla de temperatura de un cuerpo, se asocia este con el concepto al grado de caliente o frío del cuerpo cuando se toca. Así nuestros sentidos nos dan una indicación cualitativa de la temperatura. Sin embargo no se puede confiar siempre en nuestros sentidos en este aspecto. Por ejemplo, si se saca del refrigerador un recipiente metálico con cubos de hielo y un envase de cartón con verduras congeladas, se siente más frío el metal que el cartón (lo mismo cuando se pisa la baldosa del piso solo y la alfombra). Esto se debe a que el metal es mejor conductor del calor que el cartón.

Para comprender el concepto de temperatura definamos primero: **contacto térmico** es cuando entre dos cuerpos puede ocurrir un intercambio de energía entre ellos sin que se realice trabajo macroscópico, y **equilibrio térmico** es una situación en la que dos cuerpos en contacto térmico entre sí, dejan de tener todo intercambio neto de energía. El tiempo que tardan los cuerpos en alcanzar el equilibrio térmico depende de las propiedades de los mismos. Se puede pensar en la **temperatura** como una propiedad que determina cuando se encuentra o no un cuerpo en equilibrio térmico con otros cuerpos. Esta definición esta basada en el **principio cero de la termodinámica**: Si dos cuerpos A y B están por separado en equilibrio térmico con un tercer cuerpo C, entonces A y B están en equilibrio térmico entre sí.

4.4 MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA.

Los cambios de temperatura se miden a partir de los cambios en las otras propiedades de una sustancia, con un instrumento llamado termómetro, de los cuales existen varios tipos. El termómetro mecánico se basa en la propiedad de dilatación con el calor o contracción con el frío de alguna sustancia. Por ejemplo, el termómetro de mercurio convencional mide la dilatación de una columna de mercurio en un capilar de vidrio, ya que el cambio de longitud de la columna está relacionado con el cambio de temperatura. Se distinguen los siguientes medidores de temperatura:

- ◆ Termómetro de mercurio para medir temperaturas en el rango que se encuentran comúnmente en la atmósfera.
- ◆ Termómetro de máxima para medir la máxima diaria, es de mercurio. Los termómetros que miden la temperatura del cuerpo son de máxima.
- ◆ Termómetro de mínima para medir la mínima diaria. Como el mercurio se congela a -39°C , para asegurarse de medir temperaturas menores que estas, se usan los termómetros de alcohol, que se congela a -130°C . Estos termómetros muestran en la figura 4.7.
- ◆ Termógrafo: instrumento que registra en forma continua la temperatura, se muestra en la figura 4.8; el registro se llama termograma. La medición de temperatura se realiza a través de un elemento sensible bimetalico que está conectado a un sistema de transmisión y amplificación el cual posee un brazo inscriptor con una plumón de tinta en su extremo registrando los cambios de temperatura sobre el termograma. Un ejemplo de este registro semanal para Concepción, se muestra en la figura.

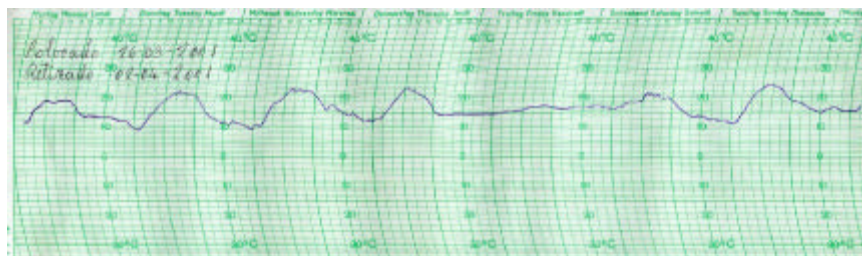


Figura. Termograma de Concepción

Se sabe también que si se suministra calor a un gas ideal contenido en un recipiente de volumen constante, la presión aumenta, y el cambio de temperatura puede determinarse a partir del cambio en la presión. También existen termómetros eléctricos, basados en cambios del flujo de corriente con las variaciones de temperatura, llamados termistores. Estos se usan comúnmente en los radiosondas, que se lanzan con globos para realizar mediciones de temperatura en la vertical.

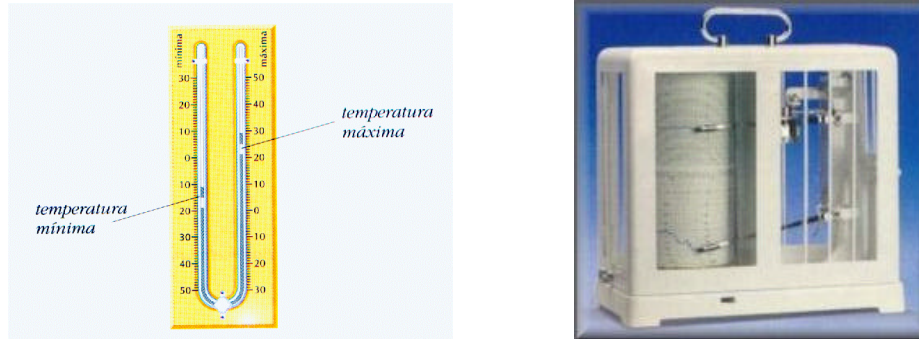


Figura 4.7-8. Termómetros de mínima y de máxima y termógrafo.

TEMPERATURAS EN MICROAMBIENTES

Las temperaturas en los microclimas, donde viven los organismos vivos, son generalmente diferentes a las temperaturas del aire medidas en las estaciones meteorológicas, reportadas en el pronóstico del tiempo realizado por Juan Carlos Inzunza o por TVN.

La transferencia de calor en el aire es producida por convección de masas de aire caliente o frío, por lo tanto la temperatura en cualquier punto del aire es muy diferente a la temperatura media del aire medida con un termómetro corriente, como se observa en la figura 2.3, donde se muestran las variaciones de temperatura con un termómetro de termopar de 2.5 mm de diámetro.

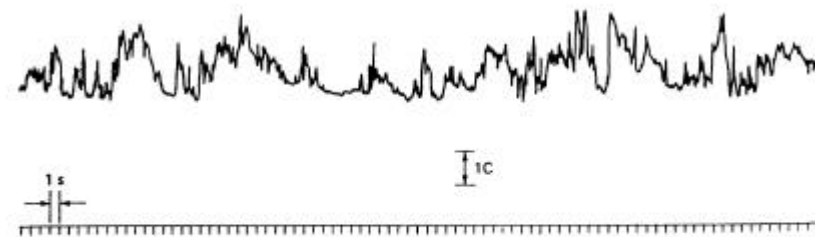


FIGURA 2.3. Temperatura del aire a 2 m sobre la superficie seca de un desierto, cerca del mediodía, medida con un termopar de 25 μ m de diámetro.

Las fluctuaciones de temperatura en la atmósfera producen un gran número de fenómenos naturales, como el titilar de las estrellas o el centelleo de las luces en la noche, debido al índice de refracción de la atmósfera, que es afectado por la temperatura del aire. Las masas de aire frío y caliente forman un patrón de difracción que es barrido por el viento. De esta forma, al mirara a una ciudad en noches despejadas desde lejos, se pueden ver los cambios en el centelleo de las luces.

La teoría del transporte turbulento, entrega una expresión que permite calcular la temperatura media del aire sobre una superficie uniforme en estado estacionario, mediante la siguiente ecuación empírica:

$$T_m = T_o - \frac{H}{rck^* u^*} \ln\left(\frac{z + z_h - d}{z_h}\right)$$

donde T_m es la temperatura media del aire a una altura z , T_o es la temperatura en la superficie de intercambio o aerodinámica superficial aparente $z = d$, z_h se llama parámetro de rugosidad para la transferencia de calor, que se puede calcular como $z_h = 0.2(0.13h) = 0.026h$, H es el flujo de calor sensible, ρ y c son la densidad y el calor específico del aire, tal que $\rho c = 1200 \text{ J/m}^3\text{K}$, k^* se llama constante de von Karman, ≈ 0.4 , y u^* se llama velocidad de fricción, que es un parámetro que relaciona la rapidez del viento con la rugosidad de la superficie, d se llama factor de corrección, que para una superficie plana es $d = 0$ y para un cultivo, d se estima como $d = 0.64h$ con h igual a la altura del cultivo en metros, como se ve en el esquema:

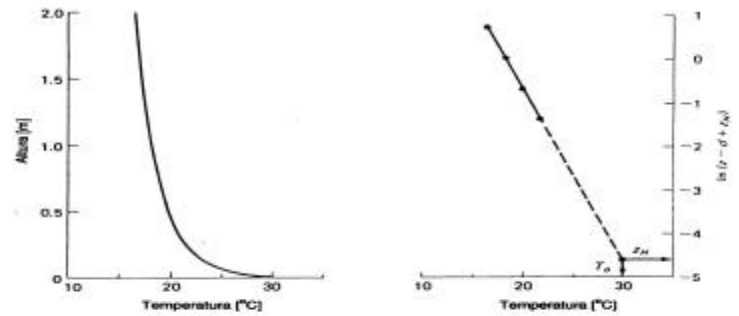
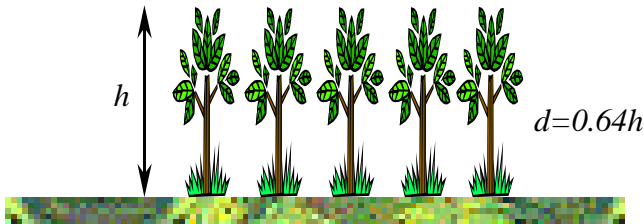


FIGURA 2.4. Perfil típico de temperatura durante el día trazado como una función de la altura (izquierda) y del logaritmo de la altura (derecha). El gráfico logarítmico muestra la extrapolación del perfil medido a $z = d = z_h$ para determinar la temperatura de la superficie.

La figura 2.4 muestra un perfil típico de temperatura durante el día en función de la altura z y graficado como función de $\ln(z + z_h - d)$, en este gráfico al extrapolar la recta hasta $\ln(z_h)$ se puede obtener la temperatura media T_o en superficie.

Calor y energía térmica.

La palabra **calor** se debe usar sólo cuando se describe la energía que se transfiere de un lugar a otro. **Flujo de calor** es la transferencia de energía que se lleva a cabo como consecuencia de las diferencias en la temperatura solamente. La **energía interna** es la energía que tiene un cuerpo debido a su temperatura. En los gases es energía cinética en escala microscópica, mientras más grande es la temperatura del gas mayor es su energía interna.

3.2 Flujo de calor sensible y latente.

Recordaremos algunas observaciones sencillas sobre los cambios de calor y temperatura. Si se pone al fuego un vaso con agua fría, la temperatura del agua aumentará; este calor que produce el cambio de temperatura se llama calor sensible. Se puede seguir entregando calor hasta que el agua hierva; cuando esto ocurre no aumenta más la temperatura y el calor entregado se emplea en evaporar el agua. Este calor ya no está presente como calor sensible, se llama calor latente (de evaporación). Este calor puede ser posteriormente recuperado como calor sensible si el vapor se condensa.

Otro ejemplo: si se pone en una habitación cálida un vaso con hielo, su temperatura aumentará, pero cesará cuando se alcance el punto de fusión, manteniéndose en este punto fijo la temperatura en 0°C hasta que se derrita todo el hielo.- El calor empleado durante la fusión es el calor latente (de fusión) y se puede recuperar como calor sensible si el agua se congela.

Si no hay cambio de fase se tiene calor sensible; la ganancia o pérdida de calor en los cambios de fase se llama calor latente (de fusión, vaporización, condensación, etc). En la atmósfera continuamente se encuentran procesos de evaporación y condensación en la formación de nubes y procesos de fusión ligados a la formación de cristales de hielo, nieve y granizo.

Capacidad calórica, calor específico y calor sensible.

Calor es energía que se transfiere de un lugar a otro. Flujo de calor es la transferencia de energía que se lleva a cabo como consecuencia de las diferencias de temperatura. La cantidad de calor que se comunica a un cuerpo se puede expresar en varias unidades: btu, erg, joule o caloría. La caloría (cal) es la más usada, se define como la cantidad de calor que se necesita para elevar la temperatura de un gramo de agua en 1° C, desde 14.5° a 15.5° C. Una caloría es igual a 4.186 J.

Si se entrega calor en la misma cantidad a masa iguales de distintas sustancias, los aumentos de temperatura son diferentes. Por ejemplo si se entrega una caloría a un gramo de plata, la elevación de temperatura será mayor (10° C) que en el caso de un gramo de agua.- Se dice que las sustancias tienen diferentes calores específicos. Si se entregan calorías a un gramo de una sustancia y la temperatura aumenta en T , entonces ambas magnitudes están relacionadas por un factor C que es la capacidad calorífica, esto es: **la capacidad calórica C de cualquier sustancia se define como la cantidad de energía calórica que se requiere para elevar la temperatura de la sustancia en un grado Celsius.** Si se agrega Q unidades de calor a un cuerpo le producen un cambio de temperatura ΔT , entonces:

$$Q = C\Delta T$$

La capacidad calórica C de un cuerpo es proporcional a su masa. Por esto es conveniente definir la capacidad calórica por unidad de masa, c , llamada **calor específico**,

$$c = \frac{C}{m}$$

Las unidades de medida son C (J/K) y c (J/kg K). También se puede escribir la capacidad calórica volumétrica, $C = \rho c$ (en J/m³K). Próximamente veremos como los cambios de temperatura están relacionados con la capacidad calorífica y la conductividad de la tierra y de la atmósfera.

Combinando estas dos expresiones se puede expresar el **calor sensible** Q o la energía calórica transferida entre un cuerpo de masa m y los alrededores para un cambio de temperatura como:

$$Q = mc\Delta T$$

Calor latente.

Una sustancia experimenta un cambio en su temperatura cuando se transfiere calor entre la sustancia y los alrededores. Pero existen situaciones donde el flujo de calor no tiene como resultado un cambio en la temperatura. Esto ocurre siempre que las características físicas de la sustancia cambien de una forma a otra, lo que se conoce como **cambio de fase**. Algunos cambios de fase comunes son sólido a líquido (fusión), líquido a gas (ebullición). Todos estos cambios de fase implican un cambio en la energía interna. La energía requerida se conoce como **calor de transformación**. Cuando un sistema sufre un cambio de fase, debe haber una transferencia de calor. Si L es el **calor latente** de cambio de fase, necesario para que una unidad de masa cambie de fase, entonces el calor absorbido durante el cambio de estado es:

$$Q = mL$$

L depende de la naturaleza del cambio de fase, así como de las propiedades de la sustancia. El **calor de fusión** L_f se usa cuando el cambio de fase es de sólido a líquido, y el **calor de vaporización** L_v es el calor latente correspondiente al cambio de fase de líquido a gas. En cada caso para los cambios de fase en sentido opuesto se tiene **calor de solidificación** y **calor de condensación**. L se mide en J/kg.

Transferencia de calor.

Es importante saber con que rapidez se transfiere el calor entre el sistema y sus alrededores y conocer los mecanismos de transferencia de calor.

Radiación. Todos los cuerpos irradian energía continuamente en la forma de ondas electromagnéticas y la rapidez con la cual un cuerpo emite energía radiante esta dada por la ley de Stefan.

Convección. Es un proceso de transferencia de calor en el cual la sustancia calentada se mueve de un lugar a otro. Por ejemplo si una capa de aire o agua se calienta su densidad disminuye, se expande y se eleva. esta masa caliente transfiere calor al medio circundante por convección. Puede ser natural o forzada (por ejemplo aire caliente movido por un ventilador).

Conducción. Es lo que nos interesa, en particular la conducción de calor en el suelo, es decir la transferencia de calor desde la superficie hacia el fondo. En este proceso la transferencia de calor se produce a escala atómica como un intercambio de energía cinética entre las moléculas, donde las partículas menos energéticas ganan energía al chocar con las más energéticas.

La conducción de calor en el aire quieto es similar a la transferencia de momentum. Si el aire esta mas caliente que el suelo, la transferencia de calor es desde el aire cálido hacia el suelo mas frío y viceversa. La conducción de calor sólo ocurre si hay diferencias de temperatura entre dos partes del medio conductor. Para un volumen de espesor Δx , con área de sección transversal A y cuyas caras opuestas se encuentran a diferentes T_1 y T_2 , con $T_2 > T_1$, se encuentra que el calor ΔQ transferido en un tiempo Δt fluye del extremo caliente al frío. Si se llama H (en W) al calor transferido por unidad de tiempo, la rapidez de transferencia de calor $H = \Delta Q / \Delta t$, está dada por la **ley de la conducción de calor de Fourier**.

$$H = \frac{dQ}{dt} = -kA \frac{dT}{dx}$$

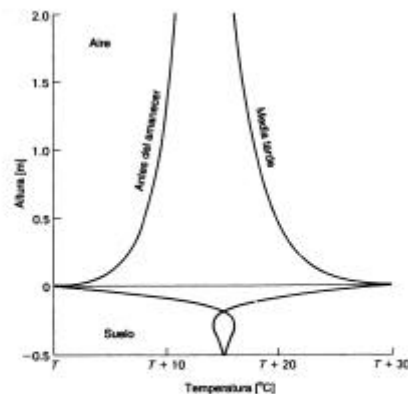
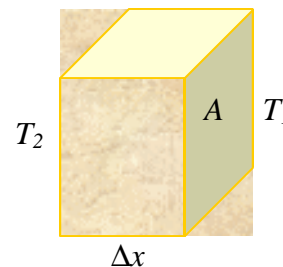


FIGURA 2.1. Perfiles de temperatura hipotéticos por encima y por debajo la superficie del suelo en un día despejado y en calma.



donde k (en W/mK) se llama **conductividad térmica** del material, magnitud que representa la capacidad con la cual la sustancia conduce calor y produce la consiguiente variación de temperatura; y dT/dx es el gradiente de temperatura. El signo menos indica que la conducción de calor es en la dirección decreciente de la temperatura, desde el aire cálido a una superficie fría, como en el esquema pag 12.

El suelo no es un verdadero sólido, sino que consta de partículas individuales y agregados, junto con aire, agua o hielo. La conductividad de un bloque de suelo no es constante, sigue la secuencia: mineral > agua > aire, depende de varios factores como:

- a) la conductividad de las partículas del material del suelo;
- b) el tamaño de las partículas del suelo;
- c) la compactación de la mezcla, es decir la porosidad y el grado de contacto entre partículas;
- d) la humedad del suelo.

Si la superficie del suelo se calienta su temperatura aumenta y se transfiere calor hacia abajo por conducción. Como cada capa recibe calor, su temperatura aumenta, pero el punto hasta el cual aumenta depende de la capacidad de calor de la unidad de volumen del suelo, lo que a su vez depende del calor específico del material.

El agua tiene el calor específico más alto de las sustancias comunes, por lo que el aumento de temperatura será menor que para igual volumen de cualquier otro material. Esto significa que el calor específico de un volumen de suelo aumenta con el contenido de agua. También varía con la densidad del suelo. El calor específico grande del agua es responsable de las temperaturas moderadas que se encuentran en regiones cercanas a grandes masas de agua. Por ejemplo, al descender la temperatura de la masa de aire en el invierno, se transfiere calor del agua al aire, el cual a su vez transporta calor hacia la tierra si los vientos son favorables.

En agricultura son los cambios de temperatura más que el flujo calórico los que tienen gran importancia para las partes subterráneas de las plantas, y esto se halla determinado por la *difusividad térmica K*:

$$K = \frac{k}{\rho c}$$

donde c =calor específico y ρ =densidad, para el aire $c=0.24$ cal/gr°C y $\rho=1.25$ kg/m³. Las dimensiones de K son m² s⁻¹. El concepto de difusividad surge en muchas ramas de la física y la meteorología.

Antes de examinar las variaciones de la temperatura en una capa del suelo, se deben hacer algunos comentarios sobre las diversas propiedades físicas y relaciones que entran en la conductividad k se analizan a continuación. Los valores típicos de las diversas propiedades físicas están dados en la tabla.

Una observación atenta de la tabla revela que para materiales medioambientales ordinarios k tiene una variación amplia: k varía de 1 a 2×10^{-2} unidades CGS para materiales rocosos; de 4 a 8×10^{-3} para constituyentes minerales del suelo; es del orden de 10^{-4} para materia orgánica seca y del orden de 10^{-4} a 10^{-5} para sustancias que contienen gran cantidad de aire (como la nieve nueva seca). Por el contrario, el calor específico de los materiales del suelo se encuentra dentro de la mitad de la escala de 0,1 a 1,0 cal/°C cm³. La difusividad térmica K es del orden de los 10^{-2} cm² s⁻¹ para constituyentes minerales del suelo, y de 3 a 8×10^{-3} cm² s⁻¹ para suelos típicos, aunque si el contenido de agua es muy alto, la cifra está más cerca de 10^{-3} cm² s⁻¹.

Se notará que la difusividad del aire es relativamente alta aún cuando este se encuentre en calma (principalmente debido a su bajo calor específico). Cuando está en movimiento la difusividad aumenta en muchos órdenes de magnitud, esto, sucede debido a que la conducción molecular ha sido reemplazada por intercambio convectivo (turbulento). Los datos denotan el importante papel que juega el agua en el suelo. La conductividad térmica se ve afectada ya que el calor específico de una masa de suelo seco aumenta con la adición de agua y sobre todo cuando el suelo se encuentra saturado.

Tabla: Propiedades térmicas de materias representativas que se encuentran comúnmente en el entorno físico. Algunos valores y órdenes de magnitud típicos (unidades CGS).

Materias	Conductividad térmica k (cal C ⁻¹ cm s ⁻¹)	Densidad ρ (g cm ⁻³)	Calor específico c (cal C ⁻¹ g ⁻¹)	Capacidad calórica volumétrica C (cal C ⁻¹ cm ⁻³)	Difusividad térmica K (cm ² s ⁻¹)
Cuarzo	0,021	2,66	0,19	0,51	0,042
Granito	0,011	2,6	0,2	0,52	0,0192
Mineral arcilloso	0,007	2,65	0,24	0,64	0,011
Hielo	0,0055	0,9	0,51	0,45	0,0122
Arena mojada	0,004	1,6	0,3	0,48	0,008
Suelo cenagoso húmedo	0,002	0,9	0,8	0,70	0,003
Agua estancada	0,0015	1,0	1,0	1,0	0,0015
Nieve vieja	0,0007	< 0,5	0,51	0,22	0,0032
Materia orgánica	0,0006	1,30	0,46	0,59	0,0010
Arena seca	0,0004	1,4	0,2	0,3	0,0013
Madera	0,00035	0,6	0,3	0,18	0,0018
Nieve nueva	0,0002	0,1	0,5	0,05	0,0040
Suelo de turba	0,00015	0,3	0,44	0,10	0,0015
Aire inmóvil	0,00005	0,001	0,24	0,00024	0,208
<u>Aire agitado</u>					
Muy estable	-	-	-	-	1,0 x 10 ³
Neutral	-	-	-	-	1,0 x 10 ⁵
Muy inestable	-	-	-	-	1,0 x 10 ⁷

El suelo es un medio que contiene materias orgánicas y minerales separadas por espacios o poros, que a su vez están ocupados por agua y aire; las proporciones relativas de estos dos últimos constituyentes pueden variar mucho según la geometría de los espacios del suelo y el contenido de agua de la masa adáfrica. Dentro del suelo pueden tener lugar la evaporación, la condensación y movimientos del vapor de agua, y para un suelo inicialmente muy seco, la difusividad puede aumentar en un orden de magnitud cuando, se le añade una pequeña cantidad de agua, dado que cantidades de calor relativamente grandes se transfieren por evaporación y condensación del agua de los poros. La adición de agua a un suelo seco conduce al reemplazo del aire de los poros celulares por agua y a un mejoramiento del contacto térmico entre partículas adyacentes resultando ambos procesos en el aumento de k , y por lo tanto K aumenta.

Con una mayor cantidad de agua, no obstante, cualquier aumento de k es más desestimable frente al aumento de ρc . Existe, por lo tanto un valor máximo de difusividad térmica K (que gobierna la transmisión de ondas de temperatura en el suelo).

4.6 Variación diurna y anual de la temperatura del suelo a diferentes profundidades.

El tema será tratado desde el punto de vista de la transmisión de un pulso de calor desde la superficie hacia abajo, pero los mismos principios son aplicables a los casos en que, la capa superficial se enfría y el calor fluye, y por lo tanto las ondas térmicas se desplazan, desde las capas inferiores hacia la superficie. El aumento de temperatura en cualquier nivel del suelo, después que recibe energía en la superficie será:

- mayor y tendrá lugar más rápidamente, cuanto más grande sea el pulso de calor en la superficie; pero
- menor cuanto mayor sea la capacidad calórica volumétrica, $C = \rho c$.

Las observaciones de temperatura, aun cuando sólo sean realizadas en un período limitado a un año, revelan claramente que:

- a) existe una variación diaria de la temperatura en superficie, que se extiende hasta una profundidad de alrededor de un metro, debajo de la cual las variaciones son demasiado pequeñas como para medirlas con un equipo convencional;
- b) ésta se superpone a una variación estacional en fase con las estaciones. Suponiendo una profundidad de suelo suficiente, la variación estacional se hace desestimable a profundidades entre 5 m a 20 m, según las condiciones y el tipo de suelo. Se podría admitir como razonable una cifra promedio de entre 7 a 10 m de profundidad;
- c) Las observaciones de la variación diaria y más aun de la variación estacional de la temperatura del suelo, demuestran que:
 - i) la amplitud de la fluctuación disminuye al aumentar la profundidad;
 - ii) con el aumento de profundidad los instantes en que se registran el máximo y el mínimo se producen con retardo creciente respecto de los de superficie. Esto se muestra más claramente en la curva anual, y con menor nitidez en la curva diaria.

Una teoría sencilla que explica gran parte de las variaciones de la temperatura con la profundidad y conduce a resultados de valor práctico se basa en las siguientes hipótesis:

- a) los cambios de temperatura de la superficie siguen una curva sinusoidal simple: los cambios diarios se deben al curso diario del Sol, y los estacionales a la variación estacional de la radiación de onda corta (solar);
- b) la conductividad térmica k del suelo involucrado considerado en su conjunto como un bloque, es constante con la profundidad, con la hora del día y la época del año.

El siguiente modelo nos permite calcular la rapidez de transferencia de calor H en el suelo. En un nivel z del suelo (que no tiene porque ser la superficie), la rapidez de transferencia de calor H , está dada por la ley de la conducción del calor de Fourier

$$H(z) = -kA \frac{dT}{dz}$$

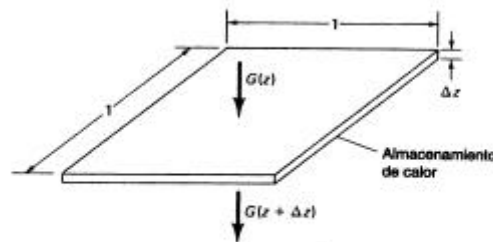


FIGURA 2.5. Una lámina delgada de suelo de área unitaria mostrando los flujos del sistema y el almacenamiento dentro del sistema de entrada y salida.

El flujo de calor por unidad de área $G(z) = H(z)/A$ en el nivel z , será:

$$G(z) = -k(z) \left. \frac{dT}{dz} \right|_z$$

En general, la conductividad térmica $k(z)$, depende de varios factores como la composición del suelo, su humedad, temperatura del suelo. En el nivel $z + \Delta z$ se tiene:

$$G(z + \Delta z) = -k(z + \Delta z) \frac{dT}{dz} \Big|_{z+\Delta z}$$

La variación de G en la capa de suelo corresponde a la derivada de G respecto de z , esto es:

$$\Delta G = G(z + \Delta z) - G(z) \equiv \frac{dG(z)}{dz} \Delta z$$

de donde se obtiene:

$$\Delta G = \frac{d}{dz} \left(-k(z) \frac{dT}{dz} \right) \Delta z \quad (1)$$

Pero la cantidad de calor almacenado por unidad de área en una lámina de suelo, está dada por la capacidad volumétrica de calor, $C = \rho c$, de la lámina por la rapidez de cambio de la temperatura entre las dos caras, que se escribe como:

$$\Delta G = -\rho c \frac{dT}{dt} \Delta z \quad (2)$$

donde ρ y c es densidad y el calor específico del suelo, respectivamente y $\partial T/\partial t$ es la variación de temperatura en el tiempo.

Esta cantidad de calor dado por la ecuación (2), es igual a la diferencia entre el flujo de calor desde el suelo hacia fuera $G(z + \Delta z)$ y el flujo de calor hacia el suelo $G(z)$ dado por la ecuación (1), es decir, comparando estas dos últimas expresiones, se obtiene:

$$-\rho c \frac{dT}{dt} \Delta z = -\frac{d}{dz} \left(k(z) \frac{dT}{dz} \right) \Delta z$$

Para una capa de suelo homogénea, $k(z)$ será constante independientemente de z , entonces:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho c} \frac{d^2 T}{dz^2}$$

Usando la definición de la difusividad térmica, $K = k/\rho c$, se obtiene

$$\frac{dT}{dt} = K \frac{d^2 T}{dz^2}$$

Esta ecuación dice que la velocidad con que varia la temperatura del suelo, depende del perfil térmico. Si para una profundidad z el perfil térmico es conocido, se pueden calcular dT/dz y d^2T/dz^2 y así conocer la variación de temperatura con el tiempo.

Esta ecuación es muy difícil de resolver, porque es una ecuación diferencial parcial de dos variables. Se puede obtener una solución de esta ecuación suponiendo suelo homogéneo semiinfinito. Se obtienen resultados que sirven como modelos, pero en algunos casos reales los valores dados por este modelo son muy diferentes. Si suponemos que la superficie del suelo se calienta en forma periódica, como en los ciclos de calentamiento diurnos y anuales y suponemos de que la variación de la temperatura en la superficie ($z=0$) y en un momento t dentro del período está dada por:

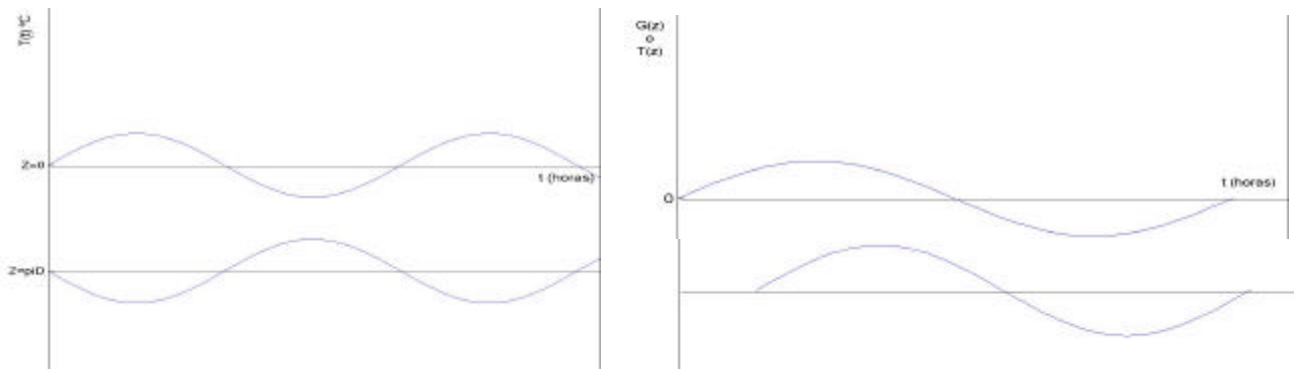
$$T(0,t) = T_m + A(0)\sin(\omega t)$$

donde T_m es la temperatura media diaria o anual durante el período, $\omega = 2\pi/\tau$, es la frecuencia angular, τ es el período igual a 24 horas o un año y $A(0) = \frac{1}{2}(T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}})$ es la mitad de la amplitud térmica. El método implica que la temperatura media durante el período es la misma a todas las profundidades, lo que varía es la fluctuación diaria (o anual) alrededor de esta cifra media, suposición muy fuerte. Con todas estas suposiciones, la solución $T(z,t)$ que corresponde a lo observado, es:

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

La profundidad $D = \sqrt{2K/\omega}$ es muy importante, pues para $z = D$ se tiene $A(D) = A(0)e^{-1}$, o sea D , que se llama profundidad de amortiguamiento, es la profundidad donde la onda de temperatura disminuye a un valor $1/e$ de su valor en superficie; indica el lugar donde el intercambio de temperatura con el suelo es pequeño. D depende del tipo de suelo y del período de calentamiento τ a través de ω .

La temperatura máxima se produce cuando $\omega t - z/D = \pi/2$ y la mínima cuando $\omega t - z/D = -\pi/2$. Otra profundidad importante es para $z = \pi D$, aquí la onda $T(z,t)$ esta en fase opuesta con la onda en superficie $T(0,t)$. Gráficamente se muestra en la figura siguiente, a la izquierda.



Ahora se puede calcular $G(z,t)$, resultando

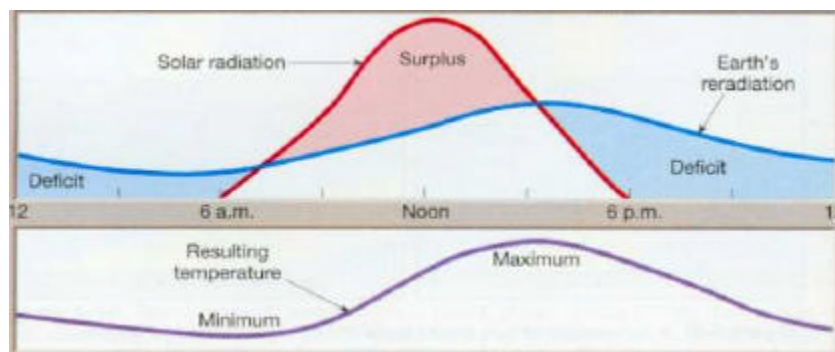
$$G(z,t) = \frac{\sqrt{2}A(0)}{D} K e^{-z/D} \sin\left(\omega t - \frac{z}{D} + \frac{\pi}{4}\right)$$

y en superficie

$$G(0,t) = \frac{\sqrt{2}A(0)K}{D} \sin\left(\omega t + \frac{p}{4}\right)$$

Comparando con $T(0,t)$, el flujo de calor en superficie precede en $\pi/4$ o $1/8$ de ciclo a la temperatura de superficie, esto es en 3 horas para el ciclo diario y 1.5 meses para el ciclo anual. Por ejemplo si el calentamiento máximo se produce a las 12 horas, la temperatura máxima se producirá a las 15 horas; para valores medidos T_{\max} se produce entre 1 y 3 horas después de G_{\max} . El esquema gráfico se muestra en la figura anterior, derecha.

Las marchas de temperatura son consecuencia del balance radiativo. Una marcha diaria tiene en general la siguiente forma:



La temperatura del suelo depende fuertemente de la hora del día, de la nubosidad y de las precipitaciones. Para ver lo que ocurre con la profundidad, analizando la solución de la ecuación de conducción de calor:

$$T(z,t) = T_m + A(0)e^{-z/D} \sin\left(\omega t - \frac{z}{D}\right)$$

Se observa que la exponencial dará un decrecimiento de la amplitud térmica diaria debajo de la superficie. Al tiempo que se registra la máxima temperatura en superficie, habrá un desfase en el tiempo respecto de la hora en que se produce el máximo en profundidad. Lo mismo vale para el ciclo anual.

El ciclo anual de la temperatura del suelo a distintas profundidades en la estación meteorológica Bellavista de la Universidad de Concepción, se muestra en la figura siguiente. Se observa que a 2 cm de profundidad en el suelo los valores en época de altas temperaturas son muy superiores a la temperatura del aire y en el período de invierno son similares. A mayor profundidad, las temperaturas del suelo son menores que las del aire en época de bajas temperaturas y se puede apreciar un desfase de un mes en promedio mensual entre los valores extremos: la temperatura mínima del aire se produce en junio y en el suelo en julio y la máxima en el aire en enero y en el suelo en febrero. También es apreciable una disminución de la amplitud térmica debajo de la superficie, de acuerdo con la teoría.

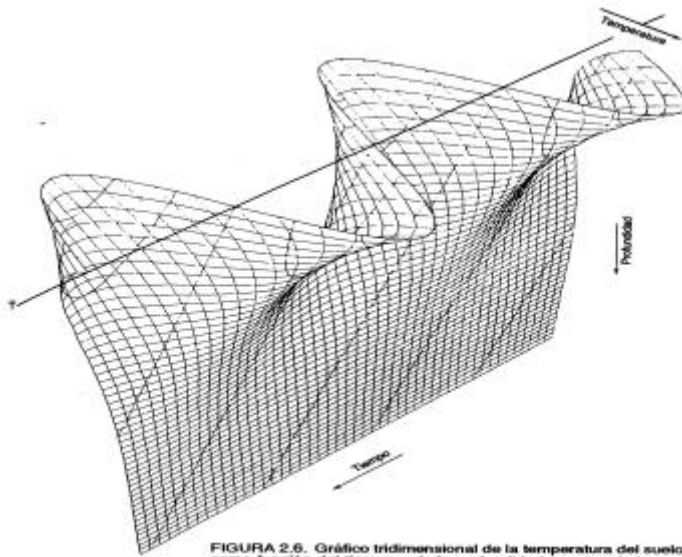
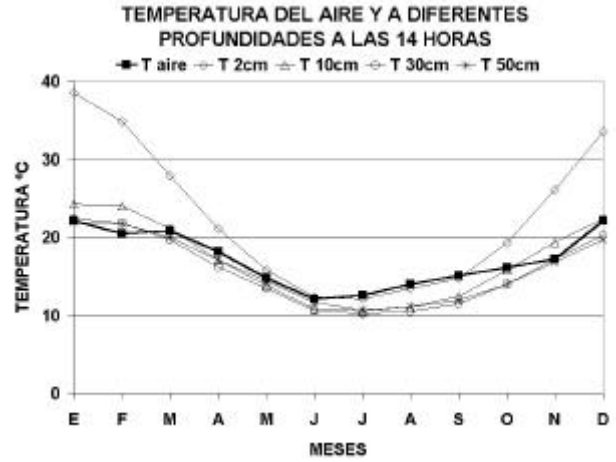


FIGURA 2.6. Gráfico tridimensional de la temperatura del suelo como función del tiempo y de la profundidad, mostrando la atenuación de la onda de temperatura con la profundidad y el retardamiento de la máxima y mínima a tiempos posteriores con el aumento de la profundidad, como es expresado por la Ecuación 2.6 (Cortesía de C. Tongyai).



El método implica que la temperatura media durante el período es la misma a todas las profundidades, lo que varía es la fluctuación diaria (o anual) alrededor de esta cifra media. El tiempo (t) en el que se alcanza la T máxima en la profundidad z, que se produce cuando $sen\left(wt - \frac{z}{D}\right) = 1$, está dado por:

$$wt - \sqrt{\frac{w}{2K}}z = \frac{p}{2}$$

De aquí se puede calcular la velocidad $dz/dt = v$, con la cual disminuye la temperatura máxima dentro del suelo, llamada velocidad de amortiguamiento

$$w - \sqrt{\frac{w}{2K}} \frac{dz}{dt} = 0 \Rightarrow \frac{dz}{dt} = w \sqrt{\frac{w}{2K}}$$

$$v = \sqrt{2Kw}$$

El intervalo de tiempo entre la máxima a una profundidad z y la máxima a una profundidad mayor se puede calcular de la siguiente manera:

T_{max} a una profundidad z_{max} :

$$wt_{max} - \frac{z_{max}}{D} = \frac{p}{2} \Rightarrow t_{max} = \frac{p}{2w} + \frac{z_{max}}{wD}$$

T a una profundidad mayor:

$$wt - \frac{z}{D} = \frac{p}{2} \Rightarrow t = \frac{p}{2w} + \frac{z}{wD}$$

$$\Delta t = t_{\max} - t = \frac{P}{2w} + \frac{z_{\max}}{wD} - \frac{P}{2w} - \frac{z}{wD}$$

$$\Delta t = \frac{z_{\max} - z}{wD}$$

En este análisis la diferencia entre los suelos está completamente expresada por K a través de D; y la diferencia entre períodos, por ω . La difusividad K para un buen suelo hortícola húmedo es de alrededor de $4,5 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, para un suelo de turba, de unos $1,5 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. En el suelo "bueno" las fluctuaciones de temperatura alcanzaron niveles más profundos y más rápidamente, que en los suelos de turba o en los suelos de cultivo protegidos con paja y estiércol (mulch). Por el contrario - dada la misma energía neta en superficie - la temperatura superficial y cercana a la misma de la capa orgánica seca (es decir, de la que tiene una baja conductividad térmica) puede alcanzar máximos superiores y mínimos inferiores que el suelo "bueno". Se debe tener en cuenta que la temperatura en superficie (a saber, en $z = 0$) es frecuentemente desconocida, ya que las estaciones agrometeorológicas miden la temperatura del aire a 1.5 m sobre el suelo.

La suposición de que se use una sola onda sinusoidal anual hace que este método no pueda ser aplicable a regiones polares y ecuatoriales y en lo referente a la variación diaria adecuada (como sucede en los días nublados de invierno). En realidad, la fluctuación diaria cercana a la superficie (es decir para profundidades de hasta 10-15 cm) está representada bastante inadecuadamente, por una sola onda sinusoidal, considerándose más apropiada la de dos términos armónicos. Dos motivos de esta dificultad son la variación estacional del momento de ocurrencia de la mínima diaria y la ausencia frecuente de una fluctuación diurna marcada durante el "semestre invernal". Esta segunda condición imposibilita el uso del método donde haya cobertura de nieve extensa /prolongada donde el perfil del suelo exhiba capas con diferencias muy marcadas. En lo referente a la variación diaria el enfoque puede no ser útil cuando, por ejemplo, la capa superficial del suelo tiene un contenido orgánico notablemente más alto que el subsuelo; y en lo referente a la variación estacional puede no ser útil cuando una capa de suelo yace sobre roca o cuando existe una napa freática a pocos metros de profundidad.

Efectos de las propiedades del suelo superficial y cercano a la superficie y de la cubierta vegetal sobre la temperatura del suelo.

La parte superior del suelo cubierto de vegetación absorbe considerable radiación incidente. El resto de la radiación atraviesa la cubierta vegetal y es absorbida por las hojas inferiores y por la superficie del suelo. El transporte de calor en la superficie del suelo por debajo de una cubierta vegetal se realiza de la misma manera que en suelo desnudo.

La temperatura en las capas superiores del suelo muestra variaciones diurnas y anuales e irregularidades debido al estado del tiempo. Según el tipo de suelo y su estructura, las temperaturas del suelo en el ciclo anual, se mantienen constantes a profundidades de alrededor de 10 metros o más. Debajo de esta capa existe una capa freática que tiene una temperatura constante aproximadamente igual a la temperatura media anual.

El intercambio de aire entre la atmósfera y el suelo no puede influenciar la temperatura del suelo, debido a la pequeña densidad del aire respecto al suelo.

Una caída repentina de la temperatura del suelo puede ser causada por lluvias abundantes o chaparrones. Cuando los suelos están saturados, las capas superiores de los suelos pesados pueden ser enfriados directamente por el agua de lluvia. Cuando se producen lluvias, la disminución de la temperatura en las capas que se encuentran algunos centímetros por debajo del frente de agua, generalmente se

debe a más a la disminución de la radiación neta que al agua misma. En los suelos arenosos donde el agua se percola rápidamente, es medible un efecto de enfriamiento por lluvia, que dura tanto como la humedad en el suelo y su capacidad calórica se modifica.

La influencia de la radiación en la temperatura del suelo es evidente en las pendientes. Debido a la turbulencia y a la fuerza ascensional del aire en días soleados, la exposición y la inclinación de estas pendientes tienen efectos mucho más importantes en la temperatura máxima diaria del suelo que en la del aire.

La radiación neta de la superficie del suelo puede cambiarse alterando el color de la superficie. Este método es usado en la agricultura para calentar las capas más altas del suelo, especialmente en los climas templados con una estación fría, donde se utilizan materiales oscuros para aumentar la temperatura del suelo en primavera para tener una germinación precoz; o para evitar las altas temperaturas pulverizando finas capas de polvo blanco (limo) sobre la tierra lo que hace descender la temperatura del suelo, antes de que el viento y la lluvia reduzcan la efectividad del polvo.

Las fluctuaciones periódicas de la temperatura del suelo se deben a las fluctuaciones diarias y anuales de la radiación solar recibida en la superficie. La temperatura máxima en la superficie se alcanza cuando el flujo de calor hacia el interior del suelo contrarresta exactamente el flujo hacia afuera, y por lo tanto depende no sólo de la radiación incidente sino también de la transferencia de calor en el suelo y el aire que está por encima de la superficie. Por lo tanto no es raro que la temperatura máxima de superficie se produzca más tarde que el mediodía local. Durante la noche la superficie generalmente continúa enfriándose hasta que el descenso de temperatura se ve detenido por la aparición de la radiación solar del amanecer, momento en que la curva de temperatura sube nuevamente.

Importancia biológica de la temperatura del suelo.

Las plantas viven generalmente en dos medios: en el aire cercano a la tierra y en la capa superior del suelo. El suelo es el único medio en el que viven la mayoría de las plantas en su primera etapa de vida, antes que las semillas germinen. La temperatura del suelo puede ser un factor limitante para la germinación de la semilla, crecimiento de las raíces, desarrollo de los tubérculos, descomposición de la materia orgánica dentro del suelo y por lo tanto para la cantidad de dióxido de carbono que pasa del suelo a la capa planta-aire y de ésta a la atmósfera. La evapotranspiración, la temperatura del aire cercano a la tierra y su variación diaria se ven influenciadas por las propiedades físicas de las capas del suelo más próximas a la superficie, como así también por diferentes tipos de cubiertas naturales o artificiales del mismo.

La germinación de las semillas requiere de temperaturas mínimas de alrededor de 1° - 3° C, óptimas que pueden variar entre 15° y 28° C según las semillas y máximas que generalmente son de 30° C. Estos rangos definen las fechas de siembra. Experimentos de siembras a temperaturas constantes en cámaras climatizadas se muestran en la figura 4.1. Se ve claramente como un pequeño aumento de la temperatura del suelo por encima de la temperatura mínima da como resultado un importante acortamiento del tiempo que tarda la planta en emerger (emergencia). Al contrario, la reducción del tiempo es mucho menor a temperaturas altas.

LAS HELADAS EN AGRICULTURA

Se denomina helada en agricultura al evento climático en el cual la temperatura ambiental que rodea al vegetal o a un órgano vegetal aéreo, está bajo los rangos que permiten la actividad normal de la planta. Comúnmente una helada está asociada al concepto de temperatura ambiental inferior a 0° C, ya que es a esta temperatura a la cual el metabolismo de un vegetal comienza a hacerse más lento y por otra parte es la temperatura a la cual comienza el agua en estado líquido a cambiar a su estado sólido. Por otra parte el concepto de helada está íntimamente relacionado al de congelación, ya que a temperaturas inferiores a los 0° C cualquier tejido u órgano vegetal comienza a congelarse.

En todo proceso de congelación está directamente relacionado el agua. El agua es el termorregulador biológico más importante. Este elemento se encuentra presente en todos los organismos vivos y participa en una serie de reacciones metabólicas y procesos del vegetal. Es así que las bajas temperaturas tienen una influencia sobre los tejidos u órganos, los cuales al estar constituidos por células y éstas por un gran porcentaje de agua se ven afectados directamente. Para abordar un acontecimiento de esta magnitud es necesario tener un conocimiento acabado de ciertos conceptos y fundamentos que relacionan este evento con los vegetales.

EL AGUA.

El agua no solamente constituye entre el 70% - 90% del peso de la mayor parte de las formas vivas, sino que representa la fase continua de los organismos. El agua es una sustancia de gran reaccionabilidad, con propiedades poco frecuentes, que la diferencian mucho, tanto física como químicamente, de la mayoría de los líquidos corrientes. El agua y los productos de su ionización, los iones hidrógeno e hidroxilo, son factores importantes en la determinación de la estructura y las propiedades biológicas de las proteínas, de los ácidos nucleicos, así como de las membranas, de los ribosomas y de otros muchos componentes celulares.

a) Propiedades físicas y enlace de hidrógeno en el agua.

El agua posee un punto de fusión, un punto de ebullición, el calor de vaporización y la tensión superficial, más elevados que otros hidruros comparables, tales como el H_2S o el NH_3 , o para el caso, que la mayor parte de los líquidos corrientes. Las potentes fuerzas intermoleculares en el agua líquida están originados por la distribución específica de los electrones en la molécula de agua.

b) Estructura del agua líquida.

El establecimiento de puentes de hidrógeno entre las moléculas de agua no sucede solamente en estado líquido, sino también en el hielo y en la fase de vapor. En la forma cristalina más corriente del hielo, cada molécula de agua se halla unida mediante enlaces de hidrógeno a exactamente las cuatro moléculas de agua más próximas, constituyendo una red regular. En el agua líquida cada molécula de agua a $0^\circ C$ se halla unida en cualquier momento dado, por término medio, a otras 3,6 moléculas de agua. Se ha calculado, a partir del calor de fusión del hielo, que cuando éste se funde para producir agua a $0^\circ C$ solamente se rompen el 10% de los enlaces de hidrógeno del hielo.

c) Efectos de los solutos sobre las propiedades del agua

La presencia de solutos disueltos provoca cambios en la estructura y en las propiedades del agua líquida. El efecto de un soluto sobre el disolvente se manifiesta en otro conjunto de propiedades, a saber, las *propiedades coligativas* de las disoluciones, las cuales dependen del número de partículas del soluto por unidad de volumen del disolvente. Los solutos producen efectos característicos en el disolvente tales como descenso del punto de congelación (concentración de sales en el interior de la célula, permiten un descenso en el punto de congelación, es decir, se necesitan temperaturas más bajas para congelar el agua. Una de los controles pasivos de heladas se basa precisamente en hacer disminuir el punto de congelación. Esto se logra incorporando a la célula solutos por medio de fertilizaciones programadas), la elevación del punto de ebullición y la disminución de la presión de vapor. Confieren también a la disolución la propiedad de la *presión osmótica*.

d) Propiedades energéticas del agua (cambios de estado y energía).

El agua en cada uno de sus cambios de estado es capaz de liberar energía al medio o absorber energía de este (principio en cual se fundamenta el control de heladas mediante el uso de sistemas que entreguen agua al medio). Se producen las siguientes transformaciones de energía: hielo a agua se absorbe

80, agua a hielo se libera 80, agua a vapor se absorbe 600, vapor a agua se libera 600, todos los valores expresados en calorías / gramo.

e) Aspectos bioquímicos de la congelación

Tanto frutas como hortalizas están constituidas por células muy unidas entre sí, con pequeños espacios intercelulares. La congelación destruye la integridad celular; en la descongelación las membranas de las células muertas se vuelven muy permeables. En esta última etapa el exudado comienza a difundir (sales, azúcares, pigmentos, etc.)

f) Velocidad de congelación

1. Velocidad baja (cristalización extracelular): Al formarse hielo en torno a una célula aumenta la concentración de solutos de la misma, provocando a causa de la diferencia de presiones osmóticas en el interior y exterior de la célula, la salida de agua intracelular. Esta pérdida de agua conduce a cambios intracelulares (pH, fuerza iónica), que producen la inactivación de enzimas, desnaturalización de proteínas alterando así el funcionamiento celular y provocando daños reversibles e irreversibles.
2. Velocidad media-alta: Disminuye el tiempo de exposición de las células a efectos osmóticos, y por lo tanto provoca daños menos severos.
3. Velocidad muy alta (cristalización intracelular): La cristalización ocurre dentro de la célula provocando daños mecánicos en la misma (ruptura celular).

Los cristales de hielo pueden formarse extra o intracelularmente. Inicialmente se forma el hielo extracelular en los espacios intercelulares; conforme crecen los cristales, las células se contraen y pueden eventualmente colapsarse. La contracción es provocada por una redistribución del agua dentro del tejido. Cuando los cristales comienzan a formarse en el medio extracelular, los solutos van siendo concentrados en el agua aún no congelada. Esta situación resulta en un desbalance osmótico entre el agua intra- y extracelular que causa un movimiento del agua intracelular hacia el exterior, lo que a su vez lleva a una concentración intracelular de los solutos. El movimiento del agua continúa hasta que el potencial químico del agua sin congelar entra en equilibrio con el del hielo.

Cuando la tasa de enfriamiento es relativamente lenta, el flujo de agua a través de la membrana es lo suficientemente rápida como para evitar el superenfriado excesivo del medio intracelular, por lo que no se forman cristales de hielo en esta zona. Sin embargo, si el enfriamiento es lo suficientemente rápido, la tasa de transferencia de agua puede no ser la suficiente, resultando en un superenfriado excesivo de la solución interna y en la formación de hielo intracelular. Después de la descongelación, el tejido dañado muestra una apariencia empapada y flácida y como señal importante, daño a las membranas celulares. La manifestación del daño puede ser por: lisis o ruptura de la membrana provocada por la expansión durante el calentamiento; pérdida de capacidad de respuesta osmótica durante el enfriado; comportamiento osmótico alterado durante el calentado y formación intracelular de hielo.

Fin de la congelación.

El término del proceso de congelación se produce cuando la mayor parte del agua congelable se transforma en hielo en el centro térmico.

CONGELACIÓN A NIVEL CELULAR.

a) Fundamentos de la congelación.

La congelación es el proceso de solidificación del agua. Durante el proceso se genera una alta concentración de sólidos solubles lo que provoca una baja en la cantidad de agua libre intra y extracelular. El agua contenida es transformada en hielo. El agua es el principal componente de la célula. Una parte de esta agua está ligada en diversos grados a los complejos coloidales macromoleculares. En el proceso de

congelación, la formación y el crecimiento de los cristales de hielo producen modificaciones en la célula. Los componentes celulares solubles pueden ser saturados y precipitar; modificaciones del pH pueden afectar los complejos coloidales; cambios muy marcados en la presión osmótica pueden romper las membranas semipermeables.

b) Formación de hielo.

En una célula enfriada bajo los 0° C, se comienzan a formar cristales de hielo a la “Temperatura Crioscópica” (comienzo de la congelación), que es la temperatura característica de fusión, es decir, temperatura a la cual se funde el último cristal de hielo en una descongelación suficientemente lenta. El comienzo de la congelación (formación de cristales de hielo) depende en gran medida de la concentración de sólidos solubles y no de su contenido en agua (propiedades coligativas = control pasivo de heladas por medio de manejo cultural del cultivo). Los órganos y tejidos de una planta están constituidos por grupos celulares, por lo que la congelación esta dada por la existencia de la temperatura a la que aparecen los primeros cristales de hielo y de un intervalo de temperatura para que el hielo se forme.

c) Cristalización del hielo.

Una vez que el agua ha comenzado a congelarse, la cristalización es función de la velocidad de enfriamiento. Si la velocidad de congelación es lenta, los núcleos de cristalización serán muy pocos por lo que los cristales de hielo crecen ampliamente, los que pueden provocar un rompimiento de la célula, ya que éstas están sometidas a una presión osmótica y pierden agua por difusión a través de las membranas plasmáticas; en consecuencia, colapsan ya sea parcial o totalmente. Mientras que si la velocidad de congelación es mayor, el número de cristales aumenta y su tamaño disminuye, evitando de esta manera el gran daño celular.

d) Conductividad térmica

La conductividad térmica del hielo es cuatro veces mayor que la del agua. Este factor juega un papel importante en la rapidez de congelación.

CLASIFICACIÓN DE LAS HELADAS.

Tipos de heladas:

1. Heladas de advección: Consisten en el paso de un frente frío con invasión de masas de aire a bajas temperaturas. Los daños producidos pueden ser bastante severos.
2. Heladas de radiación: Se producen por el enfriamiento de las capas bajas de la atmósfera y de los cuerpos que en ellas se encuentran debido a la emisión (pérdida) de calor terrestre. Se produce una estratificación del aire en donde las capas más bajas son más frías y las capas más altas son más cálidas. Este tipo de heladas se produce cuando el día presenta una baja nubosidad y la ausencia de viento impide mezclar estas capas. En los suelos cubiertos de vegetación y en el fondo de los valles es más probable que se den este tipo de heladas.
3. Heladas de evaporación: Debidas a la evaporación de agua líquida desde la superficie vegetal. Suele ocurrir cuando la humedad relativa de la atmósfera desciende formándose las gotas de rocío. Para que la atmósfera recupere la humedad relativa inicial se tiene que producir el paso de agua líquida a gaseosa necesitándose un calor que aporta la planta con su consiguiente enfriamiento.

RESPUESTAS DEL VEGETAL A LAS HELADAS.

Como consecuencia de las temperaturas bajas, en la planta se suceden los siguientes pasos:

- Se produce un debilitamiento de la actividad funcional reduciéndose entre otras cosas las acciones enzimáticas, la intensidad respiratoria, la actividad fotosintética y la rapidez de absorción del agua.
- Existe un desplazamiento de los equilibrios biológicos frenándose la respiración, fotosíntesis, transpiración, absorción de agua y circulación ascendente.

- Finalmente se produce la muerte celular y la destrucción de los tejidos.

Hay que tener en cuenta que la sensibilidad que un vegetal tiene al frío depende de su estado de desarrollo. Los estados fenológicos más vulnerables al frío son la floración y el cuajado de frutos.

1. Estrés por bajas temperaturas.

El nivel del daño por frío sufrido por la planta o el órgano depende de la temperatura a la que fue expuesta, el tiempo de exposición y la sensibilidad de la especie y/o variedad. Mientras menor sea la temperatura a la que sea expuesta la planta por debajo de su umbral de daño por frío mayor será la severidad de los daños eventuales. De la misma manera, mientras mayor sea la duración de la exposición a temperaturas por debajo del umbral, mayor será el daño. La sensibilidad de la planta al estrés por frío varía debido a varios factores, de los que la especie, cultivar, órgano de la planta o condición morfológica y fisiológica al momento de la exposición son de importancia crítica. La susceptibilidad al daño por frío puede también ser modulada por las condiciones de producción y por la nutrición mineral.

2. Respuestas directas al daño por frío.

Se piensa que las temperaturas frías resultan en cambios en las propiedades físicas de la membrana celular que resultan en una serie de posibles daños o disfunciones indirectas. Ocurre una transición en la fluidez de las membranas que se cree que coincide con la temperatura umbral al menos en algunas especies sensibles al frío. En lugar que ocurra una alteración uniforme en la membrana, los cambios de fluidez ocurren probablemente en "microdominios" dentro de la membrana.

3. Respuestas indirectas al daño por frío.

Después de una exposición de especies sensibles a temperaturas frías lo suficientemente prolongado, los cambios en las membranas resultan en un número de posibles respuestas secundarias: pérdida de la integridad de las membranas, salida de solutos, pérdida de compartimentalización y cambios en la actividad enzimática.

Estos cambios secundarios llevan a la manifestación eventual de los síntomas del daño por bajas temperaturas. Los síntomas físicos y químicos específicos varían ampliamente entre las diferentes plantas sensibles al frío. Las lesiones pueden ser en la forma de lesiones superficiales, inhibición de la maduración, decoloración, inhibición del crecimiento y marchitez. Las disfunciones resultantes de los cambios moleculares primarios inducidos por las temperaturas bajas pueden ser "reparados" y/o revertidos en algunas especies si el tejido regresa a temperaturas adecuadas antes de que ocurra un daño permanente.

SÍNTOMAS VISIBLES DEL DAÑO POR HELADAS.

Una vez ocurrido el fenómeno de la helada, y de acuerdo a su intensidad y duración aparecen ciertos síntomas característicos en los tejidos afectados.

- El follaje nuevo y los brotes "tiernos", se vuelven lacios y posteriormente se deshidratan por completo secándose, adquiriendo un color café o negro oscuro y un aspecto "chamuscado". Las hojas adultas se pueden secar totalmente o bien tornarse amarillas o con pigmentaciones especiales; por ejemplo, en el palto (*Persea americana*), las hojas adquieren un punteado o reticulado característico.
- Cuando la helada afecta la corteza de las ramillas, ramas e incluso del tronco, ella se resquebraja, abriéndose y formando grietas que dejan expuesta la madera.
- Cuando la helada afecta a los frutos, el daño difiere según el estado de desarrollo en que es afectado por la helada. Los frutos recién cuajados, que son los más susceptibles pueden deshidratarse totalmente, secarse y caer, o pueden ser dañados parcialmente, según la intensidad y duración de la helada.

- Cuando el evento ocurre con fruta madura en el árbol o a punto de madurar, generalmente aparecen manchas oscuras en la epidermis del mismo y zonas deshidratadas, definidas y pardeadas en la pulpa. En el caso de la palta, los tejidos que más se pardean son el pedicelo y los haces vasculares internos del fruto. Por su parte los frutos cítricos se deshidratan internamente y su pulpa se torna granulosa.
- Cuando la helada ocurre poco antes de la maduración de la fruta, por lo general se detiene este proceso, el cual no se reanuda, especialmente si se ha dañado fuertemente el follaje.

CONTROL DE HELADAS.

Cada una de las técnicas y principios del control de heladas se basan en cada una de las propiedades y antecedentes entregados en la totalidad de este escrito. Los factores que influyen en una helada son:

- Nubosidad
- Velocidad del viento
- Humedad relativa
- Laboreo del suelo
- Pendiente
- Especie y variedad

Para escapar de las heladas, existen varios métodos de defensa, tanto activos como pasivos.

1. **Controles pasivos:** Son aquellos manejos culturales que están directamente enfocados a bajar o atenuar los daños por bajas temperaturas.
 - a) Evitar la implantación de especies y/o variedades muy sensibles al frío, en zonas en donde existen probabilidades muy altas de que ocurran heladas.
 - b) El Preferir suelos ubicados en faldeos de cerros y hasta suelos con pendientes del 100%. Es preferible pero no indispensable, tener una exposición norte de estos suelos. Las especies sensibles, no deben implantarse en depresiones (principio de densidad del aire frío v/s aire caliente, el aire frío es más denso, por lo tanto pesa más y se ubica en zonas depresionales del relieve).
 - c) Eliminar barreras, como por ejemplo cortinas cortavientos demasiado densas, donde el peligro de heladas es mayor hacia el lado de arriba de la pendiente.
 - d) Evitar la siembra de praderas, cereales, arbustos o viveros en la cercanía de un huerto frutal. Estos actúan como aislantes del flujo de calor del suelo, aumentando los riesgos de daño por heladas en cultivos bajos.
 - e) Evitar el laboreo excesivo del suelo. De ser así se forma una capa de suelo suelta, que actúa como aislante del calor que fluye desde las capas más profundas del suelo hacia la superficie.
 - f) Mantener en lo posible el suelo libre de malezas, sin moverlo y no dejar mulch de paja u otro material sobre el suelo. El óptimo desprendimiento energético se da en un suelo pesado, húmedo, libre de cobertura vegetal y compactado (mayor densidad específica). Por el contrario, un suelo enmalezado, o recientemente laboreado y seco desprenderá menos energía.

Por su lado, la presencia de vegetación intercepta durante las horas del día aquella porción de la energía solar que de otra manera hubiera sido almacenada en el suelo, mientras que durante la noche, y por su efecto aislante a la irradiación, disminuye la transferencia térmica hacia el ambiente donde se encuentran las yemas florales que deseamos proteger.

- g) Buen manejo de la nutrición vegetal, de este modo la concentración de sales en el interior de la célula, permiten un descenso en el punto de congelación (propiedades coligativas), es decir, se necesitan

temperaturas más bajas para congelar el agua. Esto se logra incorporando a la célula solutos por medio de fertilizaciones (los fertilizantes en su mayoría corresponden a sales inorgánicas).

h) Aplicación al follaje de bactericidas o antibióticos. Estos productos evitan la nucleación de bacterias. Estos microorganismos en conjunto forman colonias sobre follaje de los vegetales, estos núcleos son puntos de acumulación y absorción de agua, produciendo una evaporación de este líquido en el momento de la helada, con lo que se produce una pérdida energética debido al cambio de estado del agua.

2. **Controles activos:** Son aquellos métodos aplicados al comienzo y durante la ocurrencia del fenómeno climático. El principio de estos métodos es muy simple: la helada se debe a un descenso de las temperaturas, por lo tanto debemos evitar el enfriamiento. Para evitar una helada es suficiente, en teoría, aportar a la superficie de suelo una energía igual a aquella perdida por dicha superficie, que es lo que provoca el enfriamiento. También existen métodos que actúan directamente sobre la temperatura de las plantas. En condiciones de riesgo de heladas, los controles activos tratan de lograr un aumento de la temperatura del ambiente mediante aportes externos de energía destinada a contrarrestar la disminución ocurrida por irradiación. Fuentes de esta energía son la combustión de materiales, la proveniente del calor latente de fusión liberada del agua aplicada sobre los órganos a proteger, y el mayor nivel energético derivado de la mezcla de capas de aire con mayor temperatura con otras de menor temperatura, éstas últimas ubicadas cerca de la superficie, ya mediante la generación de turbulencia (torres con ventiladores elevados) o por elevación de aire frío (Sistema CIS).

La bibliografía establece las pérdidas de energía en una noche de helada entre 1.500.000 y 4.000.000 kcal por hora y hectárea. Existen varias formas de provocar el calentamiento del aire:

- a) Humedad del suelo, que aumenta la capacidad calórica del suelo y su conductividad térmica, basado en las propiedades descritas del agua.
- b) Inversión capas de aire, consiste en mezclar, con ayuda de grandes hélices, el aire frío cercano al suelo con el aire cálido de las capas atmosféricas más altas. Basado en la densidad del aire frío v/s aire caliente.
- c) Protección por interrupción de la radiación, consiste en evitar las pérdidas por radiación usando algún tipo de cubierta sobre la vegetación. Basado en el desprendimiento energético del suelo (longitudes de onda).
- d) Aportes energéticos al aire que rodea al vegetal u órgano, consiste en calentar el aire frío que rodea a la planta, ya que es éste el que provoca el enfriamiento de los vegetales. Uno de los métodos más utilizados es encender quemadores (tarros) de petróleo, 100 a 300 por hectárea. Otra alternativa son los agitadores de aire caliente o los quemadores a gas.
- e) Aspersión de agua: el uso de aspersión con agua para luchar contra las heladas, aprovecha la liberación de calor que se produce al congelarse el agua (80 cal/g). Al colocar una pequeña película de agua sobre una hoja u órgano que se está enfriando, la energía liberada por el agua al congelarse es aprovechada por el vegetal. Si la aspersión se mantiene constante, durante el período de temperaturas bajas, hasta que el hielo se haya fundido por acción del sol, la temperatura de la hoja u órgano no descenderá de 0°C. Es importante tener en cuenta que si se trata de un cultivo con ramas finas, el peso del hielo puede romperlas. La aspersión debe comenzar en el momento que la temperatura baje de 1°C y debe mantenerse sin interrupción hasta después de la salida del sol, de modo que el calentamiento de la atmósfera compense la absorción de calor producida por la fusión del hielo.