

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales

Climatología y Fenología Agrícola

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas del CEA
1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo Damarío**

Contenidos teóricos

Unidad temática B

TEMPERATURA DEL AIRE

Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez

Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi

2020

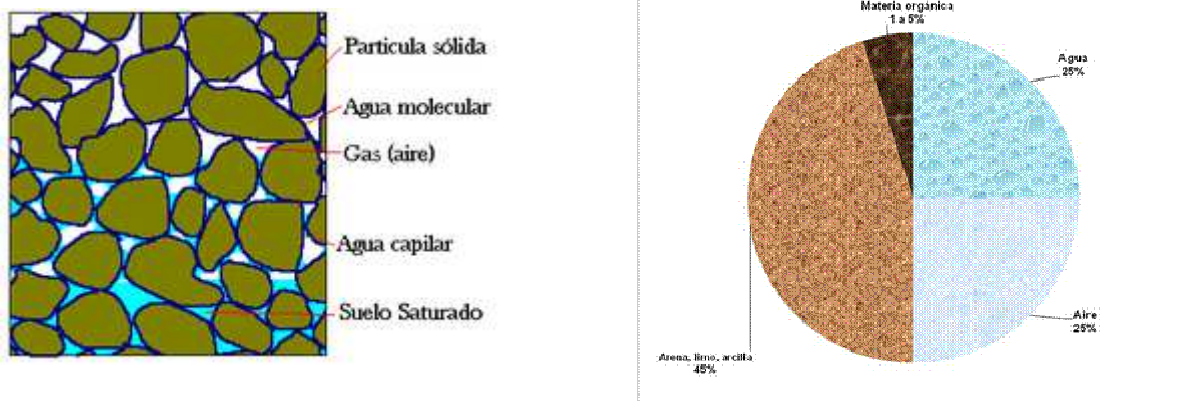
Agradecimiento: A la Ing. Agr. Marina Raggio por su aporte en la transcripción de los textos originales.

TEMPERATURA DEL SUELO

Una vez que la radiación neta es absorbida en la superficie del suelo y transformada en calor, es transmitida hacia la profundidad modificando a su paso la temperatura de las distintas capas del suelo.

El conocimiento de la temperatura del suelo y su variación anual, es muy importante en agrometeorología, pues el suelo es el asiento natural de las plantas y desarrollo de microorganismos. La temperatura, junto con la humedad, generan el clima edáfico o clima del suelo. Desde el punto de vista meteorológico su importancia radica en que el suelo es la fuente de calor para la temperatura del aire ya que esta se calienta o enfría en contacto con el suelo.

El suelo es un sistema disperso constituido por una fase sólida (50%), una gaseosa (25%) y una líquida (25%) (Imagen 1). El movimiento del calor en el suelo se produce de las capas más calientes a las más frías, por conducción molecular (forma típica de transmisión de calor en los sólidos), en casi el 95%; muy poco o casi nada por convección (aire), y procesos de cambios de estado del agua en el suelo.



Fuente de imagen: <https://sites.google.com/site/caplasuperior/composicion>

Imagen 1. Esquema de la composición del suelo

La capacidad de un suelo para absorber energía, por lo tanto modificar su temperatura depende de factores externos como la radiación solar y de la forma que incidan el resto de los elementos del tiempo y el clima. También depende de factores internos, como la composición del suelo, dado que la transmisión del calor dependerá de los minerales presentes y la cantidad de agua o aire. El color del suelo, así como su cobertura, determinará el albedo, incidiendo sobre la temperatura; así como la topografía o exposición.

La transmisión de calor en el suelo depende de tres propiedades físicas:

1. Calor específico y capacidad calórica (Ce):

Representa la cantidad de calor que hay que suministrar a una unidad de sustancia para elevar su temperatura en una unidad (1 °C), expresándose en $\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$.

$$C_e = d Q / d T$$

Donde:

d Q = cantidad de calor;

d T = aumento de temperatura provocado por esa cantidad de calor

En el caso del suelo, conviene hacer una diferencia entre el “calor específico gravimétrico” y el “calor específico volumétrico”, ya que el suelo se encuentra entre los cuerpos que pueden variar su relación entre peso y volumen, es decir, su densidad. Esta variación también introduce variaciones en los valores de calor específico.

La densidad es una forma de expresión del peso del suelo. Puede expresarse como:

Densidad real: masa de una unidad de volumen de partículas sólidas (g/cm^3) del suelo.

Densidad aparente: masa de una unidad de volumen de suelo seco. Para obtener este valor se seca hasta peso constante, una cantidad de suelo sin compactar (conservando los espacios porosos).

Por lo tanto, el calor específico del suelo puede ser:

Calor específico gravimétrico (CeG): considerando la densidad real del suelo ($\text{CeG} = \text{cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)

Calor específico volumétrico (CeV): considerando la densidad aparente del suelo, y definido como la cantidad de calor que un volumen de suelo de 1 cm^3 necesita para elevar en 1 °C su temperatura ($\text{CeV} = \text{cal.cm}^{-3}.\text{°C}^{-1}$)

Tabla 1: Calor específico gravimétrico y volumétrico de algunos componentes del suelo

| Componentes | Calor específico gravimétrico [$\text{cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$] | Calor específico volumétrico [$\text{cal.cm}^{-3}.\text{°C}^{-1}$] |
|------------------|---|---|
| Agua | 1,00 | 1,00 |
| Humus | 0,48 | 0,60 |
| Arena – arcillas | 0,18 – 0,23 | 0,49 – 0,58 |
| Aire | 0,24 | 0,0003 |

Se infiere de la Tabla 1 que, en relación a los demás componentes, el mayor calor específico corresponde al agua y el menor al aire. Por lo tanto, un suelo seco es más fácil de calentar que un suelo húmedo. Por el contrario, cuando un suelo incorpora agua, se necesita más calor para obtener el mismo aumento de temperatura que en un suelo seco.

2. Conductividad térmica (λ):

Es la propiedad que tienen los cuerpos de dejarse traspasar por un flujo de calor. Los suelos tienen esta capacidad y la manifiestan transmitiendo el calor por conducción molecular desde la capa de mayor temperatura a la de menor temperatura. Este poder de conducción se expresa a través del COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD TÉRMICA (λ), que se define como la cantidad de calor (en calorías) conducida a través de un cubo de 1 cm de arista en una unidad de tiempo (un segundo), cuando la diferencia de temperaturas en ambas caras es de 1 °C y no hay transporte de calor en otro sentido que no sea el vertical. Este coeficiente se expresa en [$\text{cal.cm}^{-1}.\text{°C}^{-1}.\text{seg}^{-1}$].

La cantidad de calor o flujo de calor (Q), depende entonces de: la conductividad térmica (l), del gradiente térmico (dT) y de la profundidad de la capa o espesor de suelo considerado

$$Q = \lambda \frac{dT}{dx}$$

Tabla 2: Coeficiente de conductividad térmica (λ) de distintos componentes del suelo

| Componente | cal.cm ⁻¹ .°C ⁻¹ .seg ⁻¹ |
|-------------|---|
| Feldespatos | 0,0058 |
| Calcáreos | 0,0040 |
| Humus | 0,0030 |
| Agua | 0,0015 |
| Aire | 0,00005 |

De los datos presentados en la Tabla 2, puede inferirse que el aire prácticamente carece de poder de conducción calórica resultando ser un muy mal conductor del calor. En cambio, el poder de conductividad térmica del agua es aproximadamente 20 veces mayor que el del aire. Por lo tanto, cuando un suelo se humedece, aumenta su poder de conductividad térmica en relación al suelo seco. De esta manera, el suelo absorbe y transmite una mayor cantidad de calor hacia las capas más profundas durante el día, lo que facilita su re-irradiación hacia la atmósfera durante la noche.

Asimismo, un suelo arado tendrá menor conductividad que uno comprimido y a medida que aumente el tenor de agua de un suelo aumentara su λ , pues el agua reemplaza al aire del suelo en los espacios porosos. Así, regando un suelo, se consigue mejorar la conductibilidad de un suelo, se facilita la penetración del calor a la profundidad. Este hecho es de gran importancia en la lucha contra heladas. En este caso, el manejo del suelo consistirá en aumentar la conductividad térmica manteniéndolo moderadamente húmedo y compacto (mediante pasaje de rodillos) para minimizar la cantidad de aire.

La materia orgánica, como tiene menor conductibilidad que la parte mineral, en general, cuando aumenta la cantidad de materia orgánica del suelo, se rebaja la conductibilidad. Eso es debido a que la materia orgánica dispersa el suelo, ya que son partículas pequeñas y con mucho contenido en aire.

3. Difusibilidad Calórica (D):

Si bien existe una relación directa entre temperatura y poder de conducción, hay también una influencia de la densidad y del calor específico del suelo. Todo esto está determinado por una constante denominada coeficiente de difusibilidad calórica o de conducción térmica, que es directamente proporcional al coeficiente de conducción calórica e inversamente a la densidad y al calor específico gravimétrico.

Refleja la temperatura que adquiere el suelo ante el paso de un flujo de calor, siendo directamente proporcional a λ e inversamente proporcional a la densidad (σ) y al calor específico (Ce).

Cuando se desea expresar esa relación en términos de temperatura más que en cantidad de calor, el calor específico gravimétrico se sustituye por el calor específico volumétrico

$$D = \frac{\lambda}{Ce \cdot \sigma} = \frac{\lambda}{CeV} = \frac{\text{cal} / \text{cm} \cdot \text{°C} \cdot \text{seg}}{\text{cal} / \text{cm}^3 \cdot \text{°C}} = \frac{\text{cm}^2}{\text{seg}}$$

El coeficiente D expresa la propiedad que tienen los cuerpos de transmitir más o menos rápido la temperatura. Cuanto mayor sea el valor de D, mayor será la elevación de la temperatura del suelo atravesado por un flujo de calor. El valor de D para los distintos componentes del suelo se presenta en la Tabla 3.

Tabla 3: Valor D para distintos componentes del suelo.

| Componente | cm ² .seg ⁻¹ |
|------------------|------------------------------------|
| Material mineral | 0,010 |
| Materia orgánica | 0,005 |
| Agua | 0,0015 |
| Aire | 0,16 |

Las grandes masas de agua, por ejemplo, varían poco su temperatura a distintas profundidades en virtud de que tiene un calor específico muy elevado. El suelo, en cambio varía mucho la temperatura durante el día y el año, como consecuencia de su calor específico mucho más reducido, a pesar de la mayor densidad comparada (en relación con el agua). Vale decir, que recibiendo el suelo y el agua igual cantidad de calor, habrá un comportamiento térmico distinto. En el agua, aun con la mayor conducción calórica y en razón del mayor Ce, tendrá baja difusibilidad, por lo que las distintas capas se calentarán poco y tendrán muy poca variación de temperatura, tanto diaria como anual. Mientras que el suelo, aun con una menor conductividad, presenta mayor difusibilidad, por lo tanto, se calentará más que el agua en las capas superiores; enfriándose con igual intensidad durante la noche o el invierno, determinando la existencia de grandes variaciones en la temperatura tanto en el día como en el año.

Ese distinto comportamiento del agua y del suelo es un factor de clima de enorme importancia que marca las grandes diferencias que existen en las características de temperatura del aire entre el hemisferio norte, que posee gran proporción del suelo firme y poco agua, y del hemisferio sur netamente oceánico.

Ese comportamiento del agua frente al coeficiente de difusibilidad también se manifiesta en relación con la cantidad de agua del suelo. Cuando un suelo seco comienza a ser humedecido, el agua incorporada comienza al principio a aumentar la capacidad de conducción del suelo, pero cuando la cantidad de agua incorporada ha superado un determinado nivel para cada tipo de suelo, el agua comienza a actuar en sentido inverso en relación con el coeficiente de difusibilidad. Es decir, al principio aumenta, pues aumenta λ , pero pasado un cierto nivel hay un aumento grande en la densidad del suelo ya que el agua reemplaza al aire, y al aumentar el Ce más de lo que aumenta λ , D se hace menor.

El contenido de materia orgánica en general rebaja el valor coeficiente D, es decir, los suelos con materia orgánica tienden a tener menores variaciones diarias y anuales en las temperaturas de sus distintas capas. La materia orgánica, por su granulado y gran capacidad de retención de agua, aumenta la conductividad térmica y reduce la difusibilidad calórica del suelo. Los suelos con mucha materia orgánica, que han absorbido mucha agua, se comportan como relativamente fríos. Bajo esa situación se registra una reducción en las variaciones diarias y anuales de la temperatura del suelo. En cambio, si la cantidad de agua absorbida es escasa (más aire), el suelo se calienta y se enfría con más facilidad durante el día y la noche, respectivamente, registrándose una marcada amplitud diaria y anual de la temperatura del suelo.

Tabla 4. Constantes para algunos tipos de materiales

| Material | λ | Densidad sustancia pura [gr/cm ³] | Sustancia natural [gr/cm ³] | Ce por unidad de masa | Ce por unidad de volumen | D |
|----------------------|-----------|---|---|-----------------------|--------------------------|-------|
| Granito | 0,011 | 2,6 | 2,6 | 0,2 | 0,52 | 0,021 |
| Suelo arenoso húmedo | 0,004 | 2,6 | 1,6 | 0,3 | 0,4 | 0,01 |
| Humus | 0,003 | ----- | 1,3 | 0,44 | 0,57 | 0,005 |
| Nieve compactada | 0,0007 | 0,9 | 0,5/0,3 | 0,51 | 0,22 | 0,003 |
| Suelo arenoso seco | 0,0004 | 2,6 | | 0,15 | 0,20 | 0,002 |
| Suelo turboso | 0,00015 | 1,5 | | 0,47 | 0,14 | 0,001 |
| Suelo arcilloso | ----- | ----- | | 0,23 | 0,25 | ----- |

Caracterización climática de la temperatura del suelo:

El conocimiento de la variación de las temperaturas del suelo en las distintas capas es de mucha importancia en meteorología agrícola, y es por ello que la observación continuada de las temperaturas del suelo es una de las prácticas recomendadas con mayor énfasis.

La observación de las temperaturas a diversas profundidades puede realizarse con cualquier tipo de instrumento, siendo preferible el uso de aparatos de registro continuo (geotermógrafos), tanto mejor si son de registro eléctrico. Hoy se cuenta con equipos automáticos que pueden registrar las variaciones cada 15 minutos, con sensores específicos para el suelo cuyo elemento sensible es el platino (Imagen 2), conectados a sistemas de grabación de datos (Datta Logger).



Imagen 2. Sensor de platino dispuesto para asegurar su ubicación horizontal en el suelo

El tener un registro continuo facilita disponer de observaciones horarias, para reproducir las temperaturas de distintas profundidades y saber el valor de las temperaturas extremas máximas y mínimas, a las distintas profundidades, a cualquier hora. Todos esos valores sirven, computándolos estadísticamente, para conocer la marcha diaria y anual de la temperatura del suelo en las distintas profundidades. El principal trabajo climatológico de los valores de las temperaturas del suelo consiste en computar las temperaturas medias mensuales a las distintas profundidades.

La temperatura media diaria del suelo a una determinada profundidad puede realizarse haciendo el promedio entre la temperatura más alta y la más baja registrada en el lapso de 24 horas. Si se dispone de un registrador, la temperatura media diaria se puede calcular más exactamente haciendo el promedio de las 24 temperaturas horarias registradas. Disponiendo de las temperaturas de todos los días de un mes cualquiera, la geotemperatura media de ese mes quedará determinada por el promedio de las 30 ó 31 temperaturas medias diarias.

Observando los valores estadísticos de las temperaturas medias mensuales registradas en las diversas profundidades a través del curso del año, se van observar dos hechos que sirvieron para determinar dos leyes que se conocen como **leyes de Angot** de variación de la temperatura del suelo.

Primera ley de Angot

La amplitud de las oscilaciones de la temperatura del suelo disminuye geoméricamente a medida que la profundidad aumenta aritméticamente (Imagen 3a).

Segunda ley de Angot

El atraso en el momento de ocurrencia de las temperaturas máximas y mínimas en un suelo homogéneo es proporcional a la profundidad (Imagen 3b)

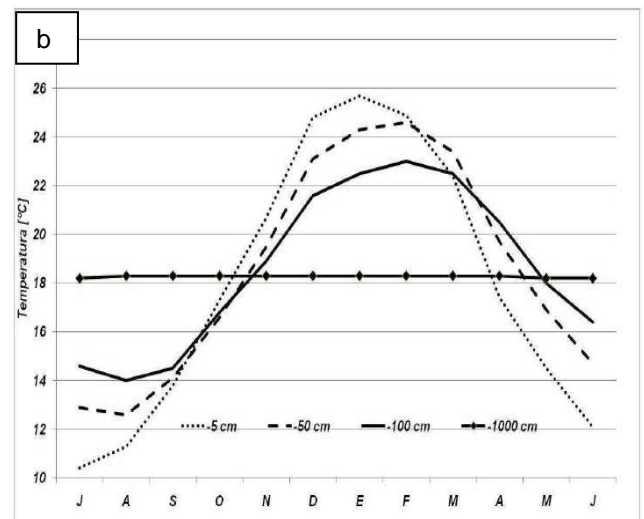
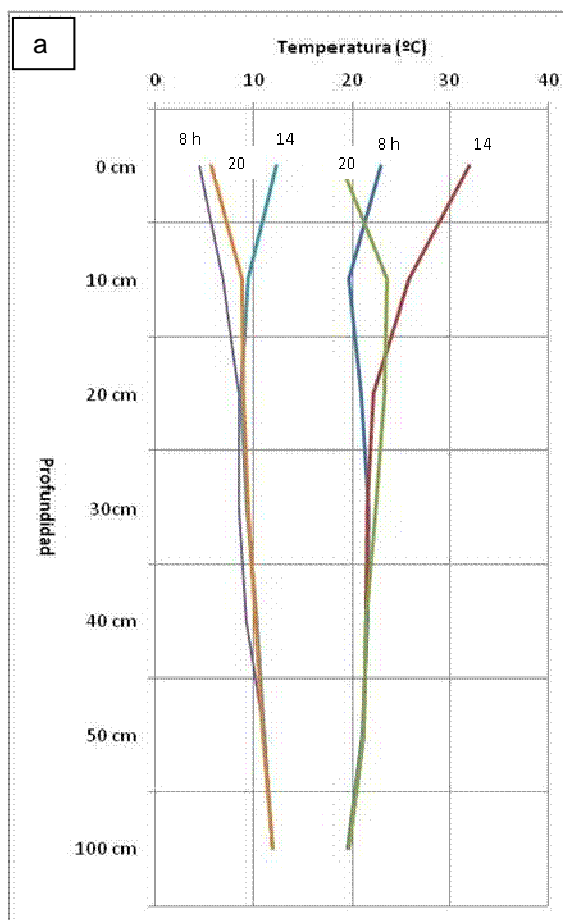


Imagen 3. a. Primera ley de Angot.
b. Segunda ley de Angot

La primera ley de Angot expresa que la disminución de la amplitud térmica de las temperaturas del suelo es mucho más rápida que el aumento en la profundidad. En las capas poco profundas del suelo, la diferencia entre las temperaturas medias del mes más frío y la temperatura media del mes más caliente será grande, pero a medida que se aumenta en profundidad, las curvas se van aplanando hasta encontrar una profundidad donde prácticamente se unen, representando ausencia de amplitud térmica. Esa profundidad se denomina **cota isotérmica** y es variable para distintos suelos, e indica la profundidad hasta la cual la superficie del suelo intercambia calor con la atmósfera. Como término medio puede decirse que esa profundidad es de alrededor de los 10 m. El valor de la temperatura del suelo en la cota es aproximadamente el mismo que el de la temperatura media anual del aire en el lugar.

A partir de esa capa, aumentando la profundidad, la temperatura del suelo comienza a aumentar en 1 °C cada 33 m, debido al calor telúrico emitido del centro de la Tierra.

La variación de la temperatura del suelo con la profundidad se registra también en el ciclo diario. En las capas superiores la diferencia o amplitud entre la temperatura máxima y la temperatura mínima, es muy grande, y va disminuyendo la amplitud a medida que aumenta la profundidad. La diferencia con el ciclo anual está en que la variación diaria de la amplitud solo puede observarse hasta una profundidad mucho menor que la anual, a veces, no más allá de los 30-50 cm de profundidad. Quiere decir que, en la escala diaria, el intercambio de calor entre el suelo y la atmósfera solo opera en esa capa.

Respecto de la segunda ley, registrando la temperatura a 30 – 40 cm de profundidad, se observa que la temperatura media mensual más alta corresponde al mes más cálido (enero) y la media más baja al mes más frío (julio). A medida que aumenta la profundidad, las curvas van aplanándose, y la temperatura media mensual más alta y más baja se desplazan progresivamente hacia meses posteriores. Así, se alcanza una profundidad en la que las temperaturas se invierten, es decir: cuando en la superficie se registren las temperaturas medias más altas en la profundidad se registrarán las mínimas, o sea habrá un atraso de seis meses con respecto a la superficie. En el verano las temperaturas más altas están en la superficie, las más bajas en la profundidad, y en invierno al revés.

También durante el día en la superficie la máxima se produce a las 12 horas y la mínima sobre la salida del sol. En profundidad, se replicará lo descrito para la marcha anual, con un corrimiento que con la profundidad, llegará a ser de 12 horas con respecto a la superficie. Eso se registra hasta los 40 – 50 cm, donde ya no hay más influencia diaria.