

EL CLIMA GEOTERMICO DEL ALTO VALLE DEL RIO NEGRO

E. SIERRA¹, SUSANA ORDEN² y MARTHA R. GOLDBERG².

Recibido: 12-08-91

Aceptado: 17-09-91

RESUMEN

Empleando la serie 1971-87 de observaciones de temperaturas de aire y suelo tomadas en el Observatorio del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), ubicado en la localidad de J.J. Gómez (Pcia. de Río Negro), se estudió el clima geotérmico del Alto Valle del Río Negro. Los resultados permitieron comprobar la buena calidad y coherencia de los datos empleados, que se ajustaron a las leyes físicas básicas con escaso margen de error.

El análisis de Fourier puso en evidencia la predominancia casi absoluta del primer armónico, que constituye una característica del clima árido del área, en el cual el contenido hídrico del suelo no alcanza a producir efectos. La frecuencia mensual de granizadas demostró una alta correlación ($r=0,929$) con respecto al gradiente térmico superficial y su derivada temporal.

Palabras clave : suelo, temperatura, clima.

SUMMARY

By employing the 1971-87 soil and air temperature record from the meteorological observatory of the Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), in the city of J.J. Gómez, (Province of Río Negro), the soil temperature regime of the Alto Valle del Río Negro was studied. Results made evident the good quality and consistency of data employed, which fit within small error range the basic physical laws. Fourier analysis showed an almost complete predominance of the first harmonic, a characteristic of the local arid climate, in which the soil water content never is high enough as to cause any effects. Monthly hail frequencies was highly correlated ($r=0,929$) to the surface temperature gradient and its temporal derivative.

Key words: soil, temperature, climate.

INTRODUCCION

El clima térmico del suelo posee una gran importancia agrícola, tanto sea por su valor como elemento determinante del ambiente en que viven las raíces de las plantas y la germinación de las semillas, como por su acción como factor causal de las variaciones de

temperatura del aire. (Allmarar et al, 1964; Cruse et al, 1980; Griffith et al, 1973; Olson y Schoeberl, 1970; Willis, 1973; Oliver et al, 1987; Green et al, 1984).

A pesar de ello las características térmicas de los suelos argentinos han sido hasta ahora muy poco estudiadas, probablemente a causa de la falta de series de observaciones adecua-

¹Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas y ²Cátedra de Física de la Facultad de Agronomía de la UBA. Avda. San Martín 4453 (1417) Buenos Aires - Argentina -

das (Benech Arnold *et al.*, 1987). Esto ha generado un considerable vacío en la bibliografía climatológica, lo cual es particularmente desfavorable para el sur del país, donde el ciclo vegetativo de los cultivos y pasturas está considerablemente afectado por la onda térmica anual, que determina períodos importantes en los que la temperatura se mantiene por debajo de los umbrales de crecimiento y desarrollo, limitando seriamente la duración de los bioperíodos útiles. Ello representa también un obstáculo para la comprensión de los regímenes agroclimáticos de heladas y de granizo, íntimamente relacionados con la marcha del gradiente térmico entre el suelo y la atmósfera.

Asimismo, debe señalarse la ausencia de textos en idioma español en los cuales se haga accesible, en forma comprensiva y sistemática, el tratamiento físico-matemático de este tema, lo cual no deja de ser una causa importante de la escasa producción científica que el mismo presenta en nuestro medio.

En el presente trabajo de investigación se estudió el comportamiento de los datos registrados en el Alto Valle del Río Negro por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) durante el período 1971-1987, llevándose a cabo su vinculación con el proceso de ocurrencia de granizadas y efectuándose asimismo una detallada exposición metodológica que integra los principios clásicos del tema con los avances del mismo. (Buchan, 1982; a y b; De Vries, 1963; Grupta, *et al.*, 1981, 1982; Hanks *et al.*, 1971; Toy *et al.*, 1978; Van Wijt y De Vries, 1963; Wiererga y De Wit, 1970; Cooper, 1980; Idso *et al.* 1975).

MATERIALES Y METODOS

Materiales

Se utilizó la serie 1971-1987 registrada en la estación agrometeorológica del INTA en la localidad de J.J. Gómez, en el Alto Valle del Río Negro (Figura 1), correspondiente a la

temperatura mensual promedio del aire en abrigo meteorológico a 1,50 m de altura y a la temperatura del suelo a las profundidades de 0,05 m, 0,10 m, 0,20 m y 0,50 m. Además, se emplearon las frecuencias mensuales de granizadas (Lassig *et al.*, 1987) y las precipitaciones mensuales y anuales.

Notación

a	: difusividad térmica
$A(0)$: semi-amplitud térmica en superficie
$A(z)$: semi-amplitud térmica a una profundidad z
b	: constante de atenuación
c	: calor específico del suelo
δ	: densidad del suelo
j	: constante
f	: frecuencia de granizadas
g	: gradiente de temperatura
g'	: derivada temporal del gradiente de temperatura
h	: constante
k	: número de onda
λ	: conductividad térmica del suelo
r	: coeficiente de correlación.
τ	: tiempo
t	: temperatura
\bar{t}	: valor medio de la temperatura
t_M	: temperatura máxima
t_m	: temperatura mínima
ω	: pulsación
z	: profundidad del suelo
z_a	: profundidad de atenuación

Métodos

El estudio teórico de la transferencia de calor (Geiger, 1959) a través de un suelo homogéneo, responde a la ecuación de difusión de Fourier (1)

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \frac{1}{a^2} \frac{\partial t}{\partial \tau} \quad (1)$$

La difusividad térmica está relacionada con la conductividad térmica del suelo, el calor

El clima geotérmico del Alto Valle de Río Negro

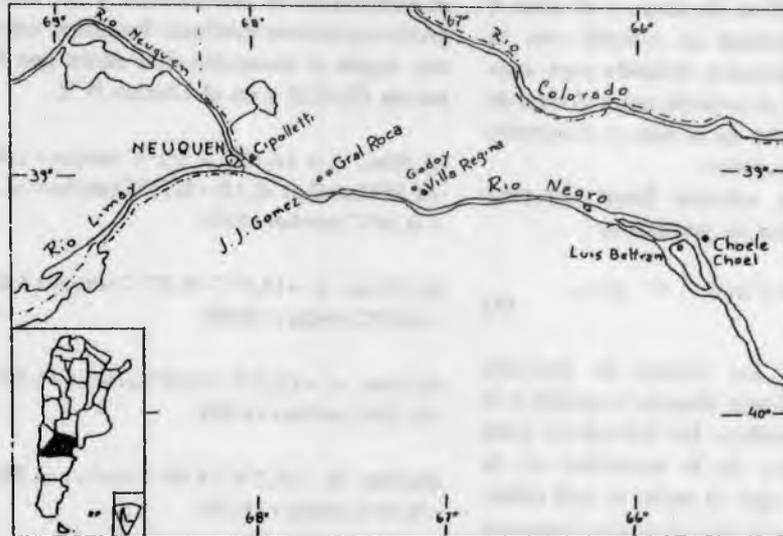


Figura 1. Alto Valle del Río Negro

específico y la densidad del suelo, a través de la relación (2)

$$a^2 = \frac{\lambda}{c\delta} \quad (2)$$

La solución de la ecuación (1), según el desarrollo que figura en el Apéndice, es (3):

$$t(z, \tau) = \bar{t} + t_0 e^{-\frac{\sqrt{\omega^2 + a^2} z}{a}} * \text{sen}(\omega\tau - kz) \quad (3)$$

La perturbación viaja con una velocidad de fase $v=w/k$. La semiamplitud definida por (4) como

$$A = \frac{(t_M - t_m)}{2} \quad (4)$$

depende de la profundidad z a través de la relación (5)

$$A(z) = A(0) e^{-bz} \quad (5)$$

donde $A(0)$ y $A(z)$ representan las semiamplitudes térmicas en la superficie y a una profundidad z , respectivamente. La constante de atenuación b está relacionada con la difusividad a través de la relación (6)

$$a^2 = \frac{\omega}{2b^2} \quad (6)$$

La profundidad de atenuación z es la distancia para la cual la amplitud se reduce al 1% del valor en superficie y resulta (7)

$$z_a = \frac{-\ln 0,01}{b} \quad (7)$$

Para calcular la difusividad y la profundidad de atenuación se estimó la constante de atenuación a través del método de los cuadrados mínimos (DeVries, 1966).

El espectro armónico de la onda, el porcentaje de varianza explicado por cada armónico y el criterio de convergencia, se calcularon según la metodología que figura en Conrad y Pollak (1949).

El gradiente de temperatura promedio entre el aire a 1,50 m de altura y el suelo a 0,05m de profundidad se vinculó con la frecuencia de granizadas definida para cada mes del año como el cociente entre el total de granizadas ocurridas en el mes y el número total de años del registro.

Se propuso la relación lineal (8) para ajustar la frecuencia de granizadas

$$f(\tau) = j g(\tau) + h \cdot g'(\tau) \quad (8)$$

El $f(\tau) = j g(\tau) + h \cdot g'(\tau)$ da tempc (8) la necesi tre el comportamiento de la atmósfera en la época del año en que el suelo se está calentando, $g'(\tau) > 0$, y la época en que comienza a enfriarse, $g'(\tau) < 0$.

Se calculó el valor de las constantes j y h a través del método de los cuadrados mínimos y se realizó un análisis de regresión y correlación entre los valores experimentales y los surgidos de la relación (8).

RESULTADOS Y DISCUSION

En el Cuadro N°1 y en la Figura 2 se exhiben los valores medios mensuales de temperatura para el período 1971-1987, para cada nivel de observación, así como las respectivas amplitudes térmicas medias.

Puede observarse que los resultados obtenidos son coherentes, cumpliendo ajustadamente los principios clásicos del clima térmico del suelo (Angot, 1907), que establecen una disminución de la amplitud térmica y un atraso en el momento de registro de la temperaturas extremas en función de las profundidades.

La temperatura en el abrigo pone en evidencia un proceso similar aunque más atenuado, debido a la mayor capacidad de transporte de las ondas térmicas producida por el movimiento convectivo del aire.

Por lo tanto, la variación de la temperatura en función de la profundidad y del tiempo, puede expresarse mediante funciones armónicas, según el desarrollo de Fourier que figuran en (9)-(13) y en el Cuadro N°2.

$$t(1,50m, \tau) = 14,1^{\circ}C + 8,1^{\circ}C \text{ sen}(\omega\tau + 1,67) + 0,35^{\circ}C \text{ sen}(2\omega\tau + 6,15) + 0,10^{\circ}C \text{ sen}(3\omega\tau + 2,30) + 0,14^{\circ}C \text{ sen}(4\omega\tau + 5,61) \quad (9)$$

$$t(0,05m, \tau) = 15,4^{\circ}C + 9,87^{\circ}C \text{ sen}(\omega\tau + 1,66) + 0,43^{\circ}C \text{ sen}(2\omega\tau + 0,08) \quad (10)$$

$$t(0,10m, \tau) = 15,2^{\circ}C + 9,53^{\circ}C \text{ sen}(\omega\tau + 1,62) + 0,28^{\circ}C \text{ sen}(3\omega\tau + 6,08) \quad (11)$$

$$t(0,20m, \tau) = 15,2^{\circ}C + 8,98^{\circ}C \text{ sen}(\omega\tau + 1,50) + 0,34^{\circ}C \text{ sen}(3\omega\tau + 6,28) \quad (12)$$

$$t(0,50m, \tau) = 15,7^{\circ}C + 7,67^{\circ}C \text{ sen}(\omega\tau + 1,43) + 0,28^{\circ}C \text{ sen}(3\omega\tau + 5,96) \quad (13)$$

Llama la atención los altos porcentajes de varianza explicados por los primeros armónicos, lo cual evidencia el excelente ajuste de los valores medios a las funciones propuestas y a los postulados clásicos de Angot. Ello concuerda con las características del área en estudio, donde las escasas precipitaciones y la casi constante circulación desde el cuadrante oeste, hacen que el principal factor climático variable sea la radiación solar, cuya marcha anual se ajusta a la modalidad descripta.

Las fechas en que las temperaturas alcanzan sus valores máximos y mínimos ponen de manifiesto el retardo que sufre la perturbación a medida que aumenta la profundidad. Es significativo el escaso retardo en los momentos de ocurrencia de las temperaturas máximas y mínimas con respecto a las fechas de máxima radiación solar (solsticio de verano) y de mínima radiación solar (solsticio de invierno) lo cual evidencia el predominio de dicho factor. No obstante, debe señalarse que el adelanto de la marcha de la temperatura del aire con respecto a la del suelo podría indicar

El clima geotérmico del Alto Valle de Río Negro

Cuadro N°1: Valores medios mensuales de temperaturas y amplitudes térmicas anuales (°C).

Mes	Aire		Suelo		
	1.5m	5cm	10cm	20cm	50cm
Enero	22,1	25,4	24,7	24,2	23,3
Febrero	21,1	23,9	23,5	23,3	23,0
Marzo	17,6	19,9	19,9	20,0	20,8
Abril	13,3	14,6	14,8	15,1	16,7
Mayo	9,4	9,1	10,0	10,5	12,7
Junio	6,2	6,3	6,5	7,1	9,3
Julio	5,8	5,6	5,6	6,1	8,1
Agosto	8,0	7,7	7,5	7,1	8,7
Set.	11,0	11,6	11,2	11,2	11,2
Octubre	14,9	16,3	15,8	15,2	14,7
Nov.	18,4	20,8	20,1	19,5	18,5
Dic.	21,4	23,9	23,5	22,6	21,3
Amplitud	16,3	19,9	19,2	16,2	15,3

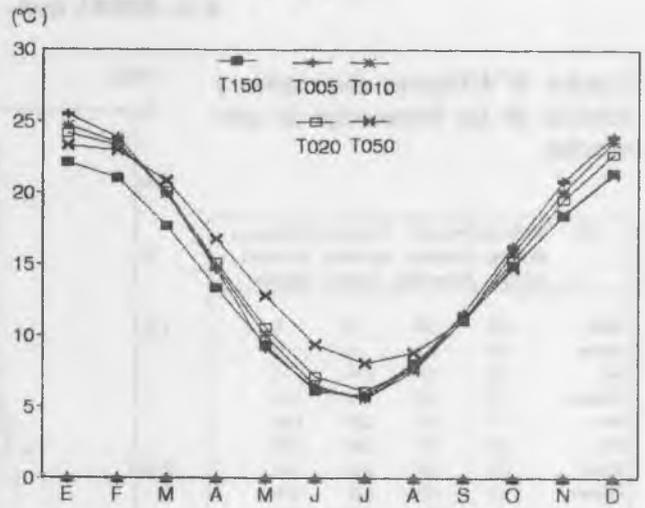


Figura 2. Variación anual de la temperatura.

Cuadro N°2: Parámetros de ajuste de las ondas térmicas anuales.

Altura (m)	Temp. Promedio (°C)	Scout. Amplitud (°C)	Fase (rad)	Temp. Máxima dia/mes	Temp. Mínima dia/mes	% variación explicada
1,50	14,1	8,14	1,67	12/1	29/6	99,7
0,05	15,4	9,87	1,66	15/1	5/7	99,2
0,10	15,2	9,53	1,62	16/1	9/7	100,0
0,20	15,2	8,98	1,5	23/1	14/7	99,7
0,50	15,7	7,67	1,43	28/1	18/7	98,7

Cuadro N°3: Variación interanual de los parámetros de ajuste.

Año	Difusividad ($10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$)	Profundidad (m)	Lluvias (mm)
1971	5,5	8,36	163
1972	4,36	9,68	313
1973	1,39	5,43	368
1974	1,68	5,95	187
1975	1,17	4,97	318
1976	1,98	6,41	238
1977	1,46	5,53	142
1979	4,1	9,38	264
1981	5,89	11,16	325
1982	1,05	12,16	300
1983	8,54	13,40	221
1984	2,65	7,49	454
1985	1,55	5,67	314
1986	5,16	10,45	222
1987	2,41	7,14	204

la influencia de los procesos de pasaje entre regímenes de circulación (Prohaska, 1952).

Se calcularon una difusividad de $2,67 \cdot 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ y una profundidad de atenuación de 7,4m. El tiempo que empleó la onda térmica en viajar desde 0,05 m hasta 0,50 m resultó de 0,44 meses (aproximadamente 13 días).

En el Cuadro N°3 figuran los valores de difusividad, profundidad de atenuación y total anual de lluvias para cada año de la serie 1971-1987. No se observa correlación entre el total de lluvias y los parámetros físicos citados a pesar de que, de acuerdo al modelo, deberían alterarse con el contenido de agua del suelo.

Ello puede atribuirse a que el total anual de lluvia nunca llega a ser lo suficientemente alto como para modificar el balance hídrico del suelo. De acuerdo con el método de Penman (1948) la evapotranspiración potencial anual del área puede calcularse en alrededor de 1000 mm, con lo cual el almacenaje de agua del suelo sería, en la escala de tiempo anual, siempre nulo, ya que la precipitación nunca alcanza la mitad de esa cifra.

Aunque el balance hídrico mensual podría señalar algunas diferencias, el efecto de las mismas sobre los parámetros físicos que

Cuadro N°4: Valores observados y teóricos de las frecuencias de granizadas.

Mes	Gradiente de Temp (°C/cm)	Deriv del Gradiente (°C/cm mes)	Frecuencias de Graniz.	
			Teóricas	Experim
Julio	-0,3	0,1	0	0
Agosto	-0,5	0,2	0	0
Set	0,9	0,6	0,64	0
Octubre	2,2	0,8	1,15	1,36
Nov.	3,7	0,7	1,59	1,36
Dic.	3,9	0,7	1,64	1,82
Enero	5,1	0,5	1,93	2,64
Febrero	4,3	-0,5	1,11	0,70
Marzo	3,6	-0,7	0,74	0,45
Abril	2,0	-0,8	0,19	0,09
Mayo	-0,5	-0,8	0	0
Junio	0,2	-0,5	0	0

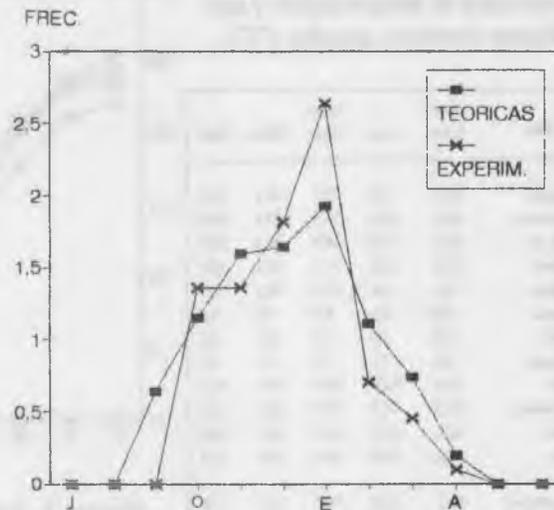


Figura 3: Frecuencia de granizadas.

regulan la transmisión de calor en el suelo es muy difícil de evaluar, ya que el clima geotérmico presenta onda anual y onda diaria, pero no existe una onda mensual. Por estas razones, la influencia del régimen hídrico sobre la temperatura del suelo sólo podría estudiarse en escala diaria, lo cual, por su avanzada de este proyecto de investigación.

En la Figura 3 y Cuadro N°4 se volcó el ajuste de las frecuencias de granizadas según el modelo propuesto en la ecuación (8), cuyos resultados se resumen en la ecuación (14)

$$f(\tau) = 0.772 g(\tau) + 0.883 g'(\tau) \quad (14)$$

Puede observarse que la función teórica se ajusta muy bien a los datos observados, reproduciendo el trazado asimétrico de las mismas, gracias al empleo de la derivada temporal del gradiente. El valor del coeficiente de correlación r calculado fue de 0,929. Esto pone de manifiesto la mayor intensidad de los procesos formadores de granizo durante la época en que la atmósfera se está calentando (derivada positiva) y su brusca caída cuando ésta comienza a enfriarse (derivada negativa).

El bajo error de estimación es notable habida cuenta de que se ha vinculado la frecuencia de granizadas en la totalidad del área de estudio con los datos de gradiente de un lugar en particular, lo cual indica que las observaciones efectuadas en la estación del INTA tienen una excelente capacidad de representar el clima regional del Alto Valle.

El hecho de que la función teórica señale la posibilidad de granizadas en septiembre concuerda con las manifestaciones de técnicos y productores de la zona, y viene a llenar el claro dejado por la falta de observaciones durante ese mes.

Dado que la observación de la ocurrencia de granizadas es difícil y costosa, puede proponerse la utilización del método para la evaluación de su peligrosidad en localidades para las que se cuente con datos de temperatura en superficie, así como para el suavizado de las observaciones empíricas.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos ponen en evidencia la buena calidad y coherencia de los datos empleados que se ajustan perfectamente a los

El clima geotérmico del Alto Valle de Río Negro

modelos físicos esperables, reproduciendo con escaso margen de error las leyes clásicas del clima geotérmico.

La predominancia casi absoluta del primer armónico indica que la principal fuente de variación actuante es el balance de radiación, mientras que en suelos no regados, como el de la estación agrometeorológica donde se efectuaron las observaciones, el contenido hídrico del suelo no llega a sufrir variaciones capaces de causar efectos mensurables. No

obstante, el adelanto de la marcha térmica del aire con respecto a la del suelo hace sospechar la influencia del régimen de circulación.

El excelente ajuste de la frecuencia mensual de granizadas en función del gradiente superficial de temperatura y de su derivada temporal, provee una útil herramienta de cálculo climático y reafirma la calidad y coherencia de los datos, y la base para continuar el desarrollo del tema en una etapa plenamente aplicada.

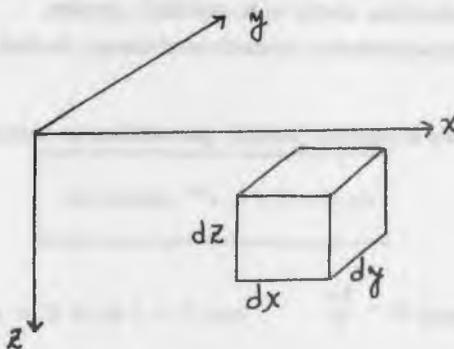
APENDICE

Consideremos un sistema de referencia donde el plano xy coincida con la superficie terrestre y el eje z con sentido descendente. Supongamos que todos los planos horizontales son isotérmicos, de tal manera que la temperatura es una función de la profundidad y del tiempo: $t(z, \tau)$

El flujo calorífico por unidad de superficie q , o sea la cantidad de calor que atraviesa uno de esos planos por unidad de tiempo y de superficie, estará dada por la ley de Fourier para la conducción del calor:

$$q = \frac{\delta Q}{dS d\tau} = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \text{ donde } \lambda \text{ es la conductividad térmica del suelo.}$$

Imaginemos ahora un pequeño paralelepípedo con sus caras horizontales ubicadas a las profundidades z y $z+dz$, de temperaturas t y $t-dt$, respectivamente. Sus caras verticales tienen superficies $dx dz$ y $dy dz$.



Como la temperatura disminuye con z , el calor fluirá hacia abajo, de tal manera que por la cara superior ingresa calor al elemento de volumen y hay pérdida por la cara inferior. La cantidad de calor neta absorbida por el elemento de volumen por unidad de tiempo será:

$$\left. \frac{\delta Q}{d\tau} \right|_z - \left. \frac{\delta Q}{d\tau} \right|_{z+dz} = q_z dS - q_{z+dz} dS = -dq dS \text{ donde } dS = dx dy.$$

Por las leyes de la calorimetría:

E. M. SIERRA *et al.*

$$c \, dm \frac{\partial t}{\partial \tau} = -dq \, dS, \text{ donde } c \text{ es el calor específico del suelo.}$$

La masa del elemento de volumen es $dm = \delta \, dS \, dz$.

Entonces,

$$c \, \delta \, dS \, dz \frac{\partial t}{\partial \tau} = -dq \, dS$$

Simplificando y aplicando la ley de Fourier:

$$c \, \delta \frac{\partial t}{\partial \tau} = - \frac{dq}{dz} \Rightarrow c \, \delta \frac{\partial t}{\partial \tau} = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \Rightarrow \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \frac{c \, \delta}{\lambda} \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

Resulta entonces la ecuación de la difusión de Fourier:

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \frac{1}{a^2} \frac{\partial t}{\partial \tau}, \text{ donde } a^2 = \frac{\lambda}{\delta \, c} \text{ es la difusividad térmica del suelo.}$$

La temperatura del suelo $t = t(z, \tau)$ es la solución de esta ecuación diferencial.

Debido a las variaciones del ángulo de incidencia de la radiación solar, la superficie terrestre está sujeta a variaciones de temperatura más o menos regulares en el período de un día, con la superposición de una fluctuación anual.

Se plantean entonces las siguientes condiciones de contorno a la solución:

- para $z=0$ es $t = \bar{t} + t_0 \, \text{sen}(\omega\tau)$, donde \bar{t} es el valor medio de la temperatura y t_0 es la amplitud de las fluctuaciones de temperatura, ambos en la superficie terrestre.
- para $z \rightarrow \infty$ es $t = \bar{t} + t_0 \, \text{sen}(\omega\tau)$ nace constante en el tiempo, es decir, que la onda térmica se anula a grandes profundidades.

Se propone como solución la siguiente función, que satisface las anteriores condiciones de contorno:

$$t(z, \tau) = \bar{t} + t_0 \, e^{-bz} \, \text{sen}(\omega\tau - kz)$$

donde $\omega = \frac{2\pi}{T}$, con $T = 1$ día ó $T = 1$ año.

El factor exponencial tiene en cuenta el amortiguamiento en la amplitud de la onda térmica a medida que aumenta la profundidad.

La variación temporal de la temperatura a una determinada profundidad es una oscilación atrasada con respecto a la que tiene lugar en la superficie.

Para la simplificación de los cálculos en la determinación de las constantes b y k , expresemos la solución propuesta en el campo complejo:

$$t = \bar{t} + t_0 \, e^{-bz} \, e^{i(\omega\tau - kz)}$$

El clima geotérmico del Alto Valle de Río Negro

Derivando y reemplazando en la ecuación de difusión de Fourier resulta:

$$b^2 + 2ibk - k^2 = \frac{i \delta c}{\lambda} \omega$$

Igualando las partes real e imaginaria obtenemos:

$$b = k = \frac{\sqrt{\omega/2}}{a}$$

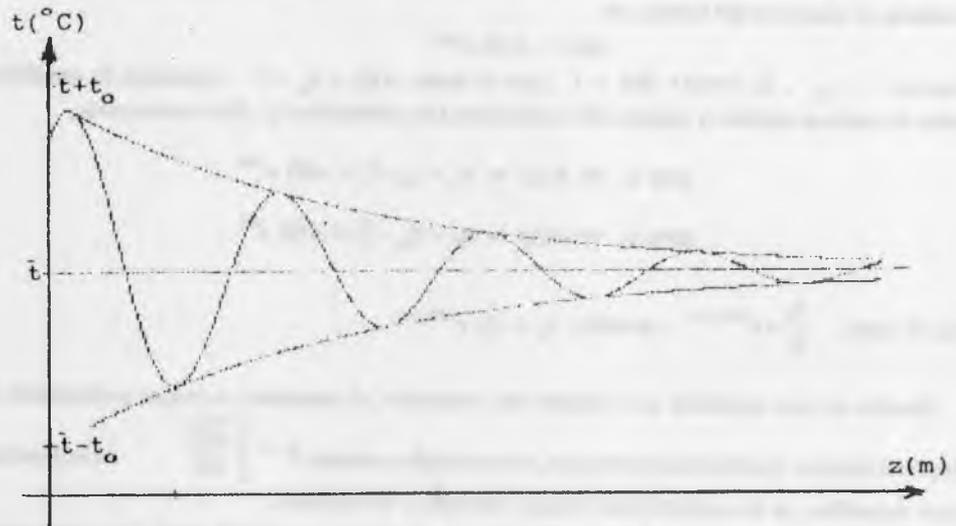
Por lo tanto la solución resulta:

$$t = \bar{t} + t_0 e^{-\frac{\sqrt{\omega/2}}{a} z} e^{i(\omega\tau - kz)}$$

Tomando la parte imaginaria (que satisface la condición de contorno a)):

$$t(z, \tau) = \bar{t} + t_0 e^{-\frac{\sqrt{\omega/2}}{a} z} \text{sen}(\omega\tau - kz)$$

Esta función, solución de la ecuación de difusión de Fourier, representa una onda térmica atenuada. Si se grafica la temperatura en función de la profundidad en un instante determinado se obtiene:

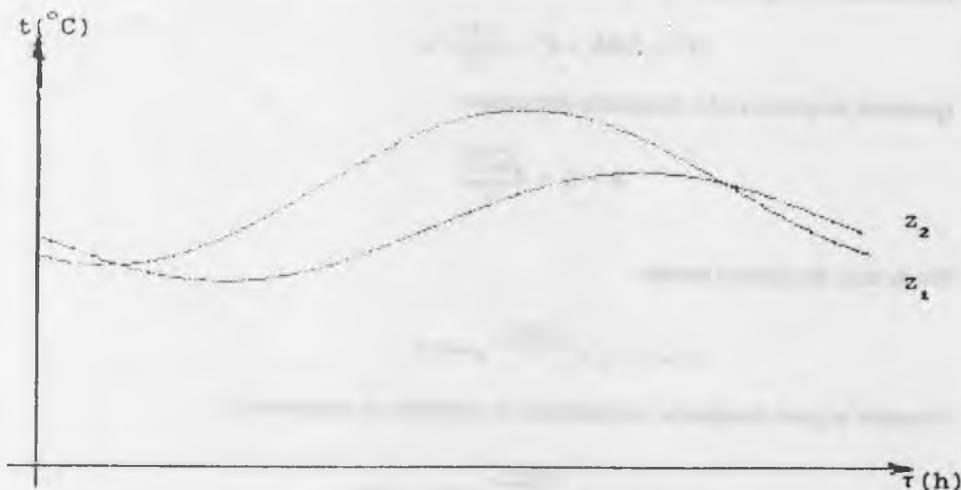


Si ahora se grafica la temperatura en función del tiempo para dos profundidades z_1 y z_2 ($z_2 > z_1$) durante el transcurso de un día resulta la figura de la página siguiente.

Se observa que para profundidades crecientes :

- las variaciones de temperatura son cada vez menores hasta anularse a determinada profundidad;
- el máximo se retrasa debido a la velocidad finita de propagación de la onda térmica.

Estos resultados coinciden con los correspondientes valores experimentales obtenidos en campos libres de la acción de la nieve. En casos reales se presentan inhomogeneidades no sólo en profundidad sino de un lugar a otro. El factor de inhomogeneidad más importante es el contenido de agua a distintas profundidades. La capa de nieve funciona como aislante del calor que cubre el suelo.

E. M. SIERRA *et al.*

A pesar de estas inhomogeneidades, estas relaciones pueden ser obtenidas cuando se promedian en un largo período de tiempo o cuando se seleccionan valores en días calmos.

Se calcula ahora cómo varía la amplitud de la onda térmica con la profundidad. Con la notación detallada al comienzo del trabajo, es

$$A(z) = A(0) e^{-bz}$$

Cuando $t = t_M$, es $\text{sen}(\omega\tau - kz) = 1$; por lo tanto, $A(z) = t_M - \bar{t}$ representa la semidiferencia entre los valores máximo y mínimo de temperatura a la profundidad z . En consecuencia,

$$\text{para } z_1 \text{ es } A(z_1) \equiv A_1 = t_M - \bar{t}_1 = A(0) e^{-bz_1},$$

$$\text{para } z_2 \text{ es } A(z_2) \equiv A_2 = t_M - \bar{t}_2 = A(0) e^{-bz_2},$$

Por lo tanto, $\frac{A_2}{A_1} = e^{-b(z_2 - z_1)}$; es decir, $A_2 = A_1 e^{-b(z_2 - z_1)}$.

Resulta así una expresión que contiene los resultados ya discutidos: a mayor profundidad menor amplitud térmica. La disminución depende, a través de la constante $b = \sqrt{\frac{\omega \delta c}{2\lambda}}$ de la densidad, del calor específico, de la conductividad térmica del suelo y del período.

Se puede observar que para la variación diaria ω es mayor que para la anual, y en consecuencia la misma relación se establece para el factor de amortiguamiento b .

Una conductividad térmica grande produce un factor de amortiguamiento pequeño.

El calor específico, y por lo tanto el factor de amortiguamiento, aumenta considerablemente con el contenido de humedad.

Análogamente se puede calcular el retraso en alcanzar el valor máximo de la onda.

Los instantes en los que alcanza el valor máximo de temperatura a distintas profundidades son aquellos para los que $\text{sen}(\omega\tau - kz) = 1$

$$\text{sen}(\omega\tau - kz) = 1$$

El clima geotérmico del Alto Valle de Río Negro

$$\omega \tau_1 - \frac{\sqrt{\omega/2}}{a} z_1 = (2n+1) \frac{\pi}{2} \quad \text{y} \quad \omega \tau_2 - \frac{\sqrt{\omega/2}}{a} z_2 = (2n+1) \frac{\pi}{2}$$

Entonces, el retraso $\tau_1 - \tau_2$ resulta:

$$\tau_1 - \tau_2 = \sqrt{\frac{\delta c}{2 \omega \lambda}} (z_1 - z_2)$$

Analizando esta relación se concluye que a mayor diferencia de profundidades, a menor conductividad térmica y a mayor calor específico el retardo será mayor. El retardo anual resulta mayor que el diario.

BIBLIOGRAFIA

- ALLMARAS, R.R., W.C. BURROWS and E.W. LARSON, 1964. Early growth of corn as affected by soil temperature. *Soil Sci. Am. Proc.*, 28:271-275.
- BENECH ARNOLD, R.L., C.M. GHERSA y T.M. SCHLICHTER. 1987. Simulación de flujo de calor en el suelo. Evaluación de métodos numéricos. *Ciencias del suelo*. 5(2)105-115.
- BUCHAN, G.D., 1982. Predicting bare soil temperature. I. Theory and models for the multi-day mean diurnal variation. *Journal of Soil Sci.*, 33: 185-197.
- CRUSE, R.M., D.R. LINDEN, J.K. RADKE and W.E. LARSON, 1980. A model to predict tillage effects on soil temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 378-383.
- CONRAD, V. and L.W. POLLAK. 1950. *Methods in Climatology*. Harvard University Press. 459p
- COOPER, J.D., 1980. Measurement of moisture fluxes in unsaturated soil in Thetford forest. *Institute of Hydrology Report No. 66*, 97 pp.
- DE VRIES, D.A., 1963. Thermal Properties of Soils. p. 210-235. In W.R. Ian Wijk (ed.) *Physics of Plant Environment*. North Holland, Amsterdam. 382 pp.
- DE VRIES, D.A., 1966. Periodic Temperature Variations in a Homogeneous Soil. *Physics of the Plant Environment*. Chapter 4. 102-143.
- GEIGER, R., 1959. *The Climate Near the Ground*. Harvard University Press. 375pp.
- GREEN, F.H.W., R.J. HARDING and H.R. OLIVER. 1984. The relationship of soil temperature vegetation height. *J. Climatol.*, 4:229-240.
- GEIGER, R. 1965. *The climate near the Ground*. Harvard University Press, 601 pp.
- GRIFFITH, D.R., J.V. MANNERING, H.M. GALLOWAY, S.D. PARSON and C.D. RICHEY, 1973. Effect of eight tillage-planting system on soil temperature, percent stand, plant growth, and yield of corn on five Indiana soils. *Agron. J.*, 65: 321-326
- GUPTA, S.C., J.K. RADKE and W.E. LARSON, 1981. Predicting temperatures of bare and residue covered soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:405-412.
- HANKS, R.J., D.D. AUSTIN and W.T. ONDRECHEN, 1971. Soil temperature estimation by a numerical method. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35:665-667.
- IDSO, S.B., J.K. AASE and R.D. JACKSON. 1975. Net radiation soil heat flux relations as influenced by soil water content variation. *Boundary Layer Meteorol.*, 9: 113-122.
- LASSIG, J.L.; J.A. RUIZ; A.A. OLMOS; S. VISCOVIC; C. MANCINI y G.G. GONZALEZ, 1987. Evaluación económica de los daños históricos por granizo en el Alto Valle del Río Negro y Neuquén. *Universidad Nacional del Comahue*. 105 pp. Inédito.
- OLSON, T.C. and L.S. SCHOEBERL, 1970. Corn yields, soil temperature and water use with four tillage methods in the western Corn Belt. *Agron. J.*, 62: 229-232.

E.M. SIERRA *et al.*

- OLIVER, S.A., H.R. OLIVER, J.S. WALLACE and A.M. ROBERTS, 1987. Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate. *Agric. and Forest Meteorol.*, 39:257-269.
- POLLAK, L. W., 1949. *Eightplace Supplement to Harmonic Analysis and Synthesis Schedules. Geophysics Mem. Dublin. N°1. Parts 1-2.*
- PROHASKA, F., 1952. Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos. *Meteoros*, 2(1-2):68-71.
- TOY, T.J., A.J. KUHAIDA, Jr. and B.I. MUNSON, 1978. The prediction of mean monthly soil temperature. *Soil Sci.*, 129: 96-104.
- VAN WIJK, W.R. and D.A. DE VRIES, 1963. Periodic temperature variations In an homogeneous soil. p. 102-143. En: Van Wijk, (ed.). *Physics of Plant Environment. North Holland, Amsterdam. 382 pp.*
- WIERENGA, W.R. y C.T. DE WIT, 1970. Simulation of heat transfer in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34: 845-848.
- WILLIS, W.O. and M. AMEMIYA, 1973. Tillage management principles: soil temperature effects. p. 22-42. In. *Conservating tillage. Proc. of the National Tillage Conf.*, 28-30, March 1973. Des Moines, Iowa. *Soil Consev. Soc. Am.*