

# Noticias y comentarios

## Componentes del balance de calor estival diurno en la playa de Pehuén-Co (Argentina)

### INTRODUCCIÓN

Todos los procesos vitales que se desarrollan en la Tierra se sustentan en la energía que irradia el sol. El flujo energético que se transmite de la atmósfera al suelo y de este a la atmósfera es un sistema complejo que incluye no sólo su transmisión sino también su almacenaje y su transporte<sup>1</sup>. Así, el suelo actúa como reservorio de energía que es absorbida cuando el aire se encuentra a mayor temperatura y liberada en los periodos en los que el aire se encuentra más frío que la superficie<sup>2</sup>. En el ecosistema costero la temperatura del sedimento es un factor fundamental para la vida que sustenta, ya que el intercambio energético crea un microclima, que influye directamente sobre la diversidad biológica<sup>3</sup>. Por lo tanto, el conocimiento del balance de calor en la playa es fundamental para realizar una evaluación de las especies que allí habitan. Las variaciones en la temperatura del sedimento y el balance de calor han sido investigados por diversos autores en diferentes ecosistemas costeros como ma-

---

<sup>1</sup> Strahler, A. N. y Strahler, A. H. (1989): *Geografía Física*. Barcelona, Omega S. A., 648 pp., 3ª ed.

<sup>2</sup> Rosenberg, M. J. (1974): *Microclimate: The biological environment*. New York, John Wiley & Sons, 461 pp.

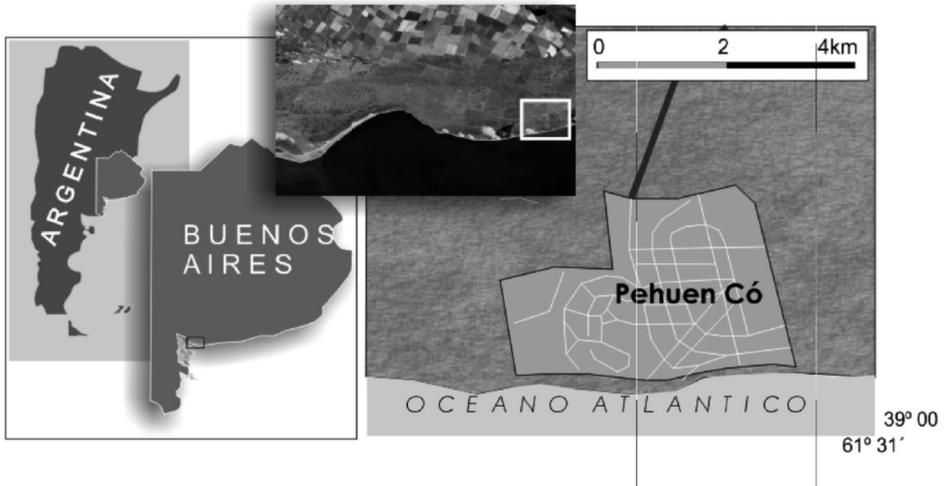
<sup>3</sup> Kjerfve, B. (1978): "Diurnal energy balance of a Caribbean barrier reef environment". *Bulletin of Marine Sciences*, 28, pp. 137-145.

rismas y playas, sin embargo en el ecosistema litoral de Pehuén-Co no se han realizado estudios sobre el tema.

Las playas de Pehuén-Co se encuentran ubicadas en el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) a los 39°00 S – 61°37 O (figura 1). Son playas de tipo disipativa de suave pendiente, compuesta por arenas finas a muy finas depositadas sobre un basamento rocoso (figura 1). El régimen de mareas es mesomareal semidiurno, con una amplitud que oscila entre 2.32 y 3.35 m. El clima es templado, caracterizado por inviernos y veranos rigurosos y otoños y primaveras moderados. Las temperaturas medias oscilan entre los 14°C y 20°C y la precipitación media es de 650 mm anuales<sup>4</sup>. En verano la dirección del viento predominante es del N y NW, con una velocidad media de 24.6 km h<sup>-1</sup>.

El objetivo del presente trabajo fue el cálculo del balance de calor de la zona costera de Pehuén-Co y el análisis de la importancia del viento y la ma-

FIGURA 1  
PEHUÉN CO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA



Fuente: Melo, W. (Instituto Argentino de Oceanografía).

<sup>4</sup> Campo de Ferreras, A., Capelli de Steffens, A. y Diez, P. (2004): *El clima del suroeste bonaerense*. Bahía Blanca, Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur.

rea sobre los flujos calóricos. Los resultados se comparan con estudios similares de playas, con el objeto de establecer patrones de intercambio energético en estos ambientes. Este estudio forma parte de las primeras etapas de una investigación más amplia de la playa de Pehuén-Co, tendiente a establecer relaciones entre la temperatura y biodiversidad del ecosistema costero.

## 1. MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizó una medición diurna el día 10 de febrero de 2010 de la variación de temperatura del sedimento con condiciones meteorológicas de buen tiempo. Para ello se utilizaron dos termistores localizados a una profundidad de 0.05 m y 0.1 m en arena seca. Se registraron los datos de temperatura del sedimento con un intervalo de muestreo de media hora. La temperatura del aire, presión atmosférica, dirección y velocidad del viento y humedad relativa se midió mediante una estación meteorológica automática a 1.6 m de altura. Dado que las condiciones de tiempo atmosférico durante ese día fue de cielo despejado en toda la región, debido a la presencia de un anticiclón, la radiación solar incidente se obtuvo de una estación meteorológica ubicada a 20 km del lugar de medición. Además, se registró la temperatura del agua, conductividad, salinidad, oxígeno disuelto y turbidez con un Horiba 10.

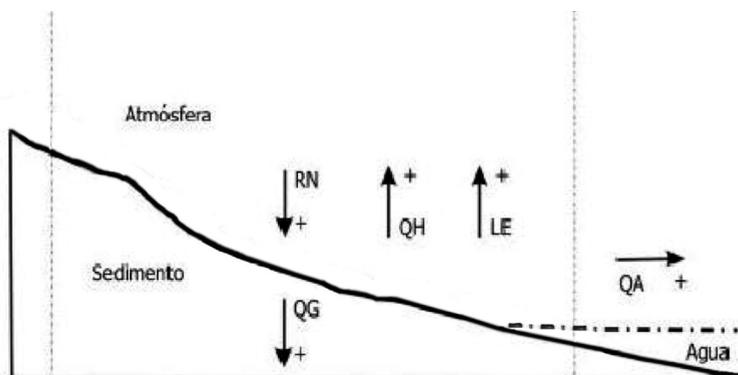
Se utilizó la ecuación de balance de calor (1), la cual iguala la radiación neta recibida ( $Q_N$ ) a la suma del flujo de calor latente ( $Q_E$ ), del sensible ( $Q_H$ ), del advectivo ( $Q_A$ ) y del flujo de calor en el sedimento ( $Q_G$ )<sup>5</sup>:

$$Q_N = Q_H + Q_G + Q_E + Q_A \quad [Wm^{-2}] \quad (1)$$

La formulación utilizada para el cálculo de los flujos se presenta en el Apéndice. La convención de signos utilizada para el análisis se representa en la figura 2. La conductividad y difusividad térmica se calculó utilizando las ecuaciones 5 y 6 del apéndice, respectivamente.

<sup>5</sup> Oke, T. W. (1978): *Boundary Layer Climates*. London, Methuen & Co. Ltd., 372 pp.

FIGURA 2  
 CONVENCION DE SIGNOS UTILIZADA PARA EL CÁLCULO  
 DEL BALANCE DE CALOR



Fuente: Melo, W. (Instituto Argentino de Oceanografía).

## 2. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 2.1. Flujo de calor en los sedimentos

La variación de la temperatura del sedimento depende de factores externos, como la temperatura del aire y la radiación solar, pero también de factores propios del sedimento como son la difusividad térmica ( $k_s$ ) y la conductividad térmica ( $\lambda$ ), parámetros principales en la obtención de  $Q_G$ . Dichos parámetros están relacionados con propiedades del suelo, como su composición, porosidad y el contenido de humedad<sup>6</sup>. Se calculó la conductividad térmica de los sedimentos de Pehuén Co, obteniendo un valor de  $0.20 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ , similar a la propuesta por Oke (1978)<sup>7</sup> para suelos de arena seca ( $0.30 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ ).

Se calculó la difusividad térmica en el área de estudio cada media hora, siendo el valor medio  $0.26 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , el valor mínimo de  $0.14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y el valor máximo de  $0.43 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , similar a valores obtenidos en otras playas de arena con la misma metodología (Carbone *et al.*<sup>8</sup> — $0.46 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ —; Har-

<sup>6</sup> *Idem*; Rosenberg, M. J. (1974): *Microclimate: The biological environment*. New York, John Wiley & Sons, 461 pp.

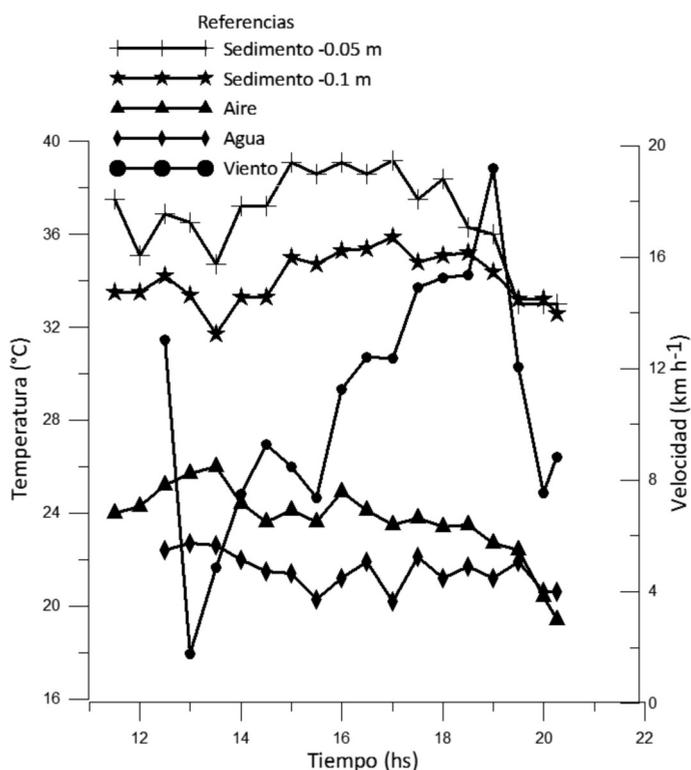
<sup>7</sup> Oke, T. W. (1978): *Boundary Layer Climates*. *Op. cit.*

<sup>8</sup> Carbone, M. E., Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. E. (2007): "Variation in sediment temperature in the Claromecó creek basin energy balance of the sands". *Revista Geofísica*, 62, pp. 5-16.

rison and Phizacklea<sup>9</sup>  $-0.246 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; Oke<sup>10</sup>  $-0.51 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). En base a dichos parámetros se obtuvo el  $Q_G$  presentando los valores máximos ( $27.88 \text{ W m}^{-2}$ ) entre las 15 y 16 horas, cuando la temperatura del aire fue más elevada (figura 3). Los valores mínimos se registraron a partir de las 19.30 hs ( $-1.36 \text{ W m}^{-2}$ ). El valor promedio diario fue de  $17.6 \text{ W m}^{-2}$ .

FIGURA 3

VARIACIÓN DIURNA DE LA TEMPERATURA DEL SEDIMENTO, DEL AIRE Y DEL AGUA Y DEL VIENTO 10/02/2010



Fuente: elaboración propia a partir de los datos obtenidos.

<sup>9</sup> Harrinson, S. J. y Phizacklea, A. P. (1985): "Seasonal changes in heat flux and heat storage in the intertidal mudflats in the Forth Estuary, Scotland". *Scotland Journal of Climatology*, 5, pp. 473-485.

<sup>10</sup> Oke, T. W. (1978): *Boundary Layer Climates*. *Op. cit.*

## 2.2. Balance de calor en el ecosistema litoral de Pehuén-Co

Las condiciones sinópticas durante el día de medición fueron de un día típico de verano del área de estudio. La temperatura del aire osciló entre 19°C y 26°C, el viento fue constante del sector NE-E con una velocidad media de 2.96 m s<sup>-1</sup>, la humedad relativa fue de 36%, la presión atmosférica fluctuó entre 1011 y 1012 hPa. Con respecto a la marea, la bajamar ocurrió a las 08:42 hs con 0.5 m y la pleamar a las 15:00 hs con 3.35 m de altura. A partir de las 15:00 hs comenzó a descender hasta las 21:00 hs con una altura de 1.38 m.

La amplitud de la onda térmica en el sedimento a 0.05 m de profundidad fue de 2.35°C, mientras que a 0.1 m fue de 0.42°C. Los valores máximos de temperatura se registraron a las 17:00 hs, con 39.2°C a 0.05 m de profundidad y 35.9°C a 0.1 m. Cabe destacar que el gradiente máximo de temperatura en el sedimento se registró a las 15 hs con 4.1°C m<sup>-1</sup> mientras que a las 19:30 hs se obtiene el gradiente térmico mínimo, 0.2°C m<sup>-1</sup> (figura 3).

### 2.2.1. Balance de calor sedimento-aire

Los diferentes componentes del balance de calor diurno en el sedimento se encuentran representados en la figura 4. Los flujos más importantes son el flujo neto radiativo y el flujo de calor latente.  $Q_N$  varía de acuerdo a la energía solar incidente siendo los valores más altos en las horas del mediodía (643 Wm<sup>-2</sup>) cuando el sol se encuentra más cerca del cenit. La radiación neta mínima se observó a las 20:14 hs (-107 Wm<sup>-2</sup>). El valor medio fue de 372 Wm<sup>-2</sup> similar a los valores obtenidos por Carbone *et al.*<sup>11</sup> (345 Wm<sup>-2</sup>).

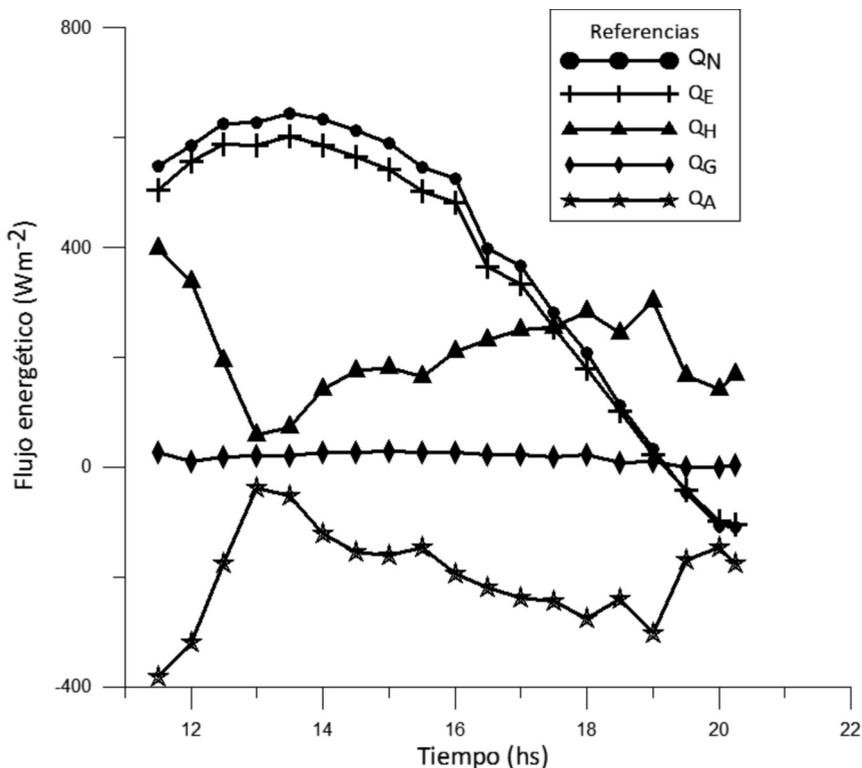
El calor latente medio fue 343 Wm<sup>-2</sup> alcanzando su valor máximo al mediodía (602.74 Wm<sup>-2</sup>). El mínimo  $Q_E$  se obtuvo a las 20:14 hs (-104.89 Wm<sup>-2</sup>) coincidente con el mínimo observado por Kjerfve<sup>12</sup> (-138 Wm<sup>-2</sup>). El calor sensible medio para el área de estudio fue 209 Wm<sup>-2</sup>, siendo el sedimento el que brindó calor a la atmósfera durante todo el día.

El flujo de calor advectivo representa el transporte horizontal de energía y sus efectos son la adición o sustracción de energía del ecosistema, en este caso

<sup>11</sup> Carbone, M. E, Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. E. (2007): "Variation in sediment temperature in the Claromecó creek basin energy balance of the sands". *Op. cit.*

<sup>12</sup> Kjerfve, B. (1978): "Diurnal energy balance of a Caribbean barrier reef environment". *Op. cit.*

FIGURA 4  
BALANCE ENERGÉTICO EN LA PLAYA DE PEHUÉN-CO  
DEL DÍA 10 DE FEBRERO DE 2010



Fuente: elaboración propia a partir de los datos obtenidos.

producido por el viento<sup>13</sup>. Cuando la velocidad del viento es máxima (19.19 kmh<sup>-1</sup>), los valores del flujo advectivo son máximos (-244 Wm<sup>-2</sup>), aportándole energía al sistema, mientras que cuando la velocidad del viento es mínima (1.79 kmh<sup>-1</sup>), el flujo fue mínimo (-37 Wm<sup>-2</sup>).

<sup>13</sup> Beigt, D. (2007): "Balance energético de las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca". Tesis Doctoral. Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 211 pp.

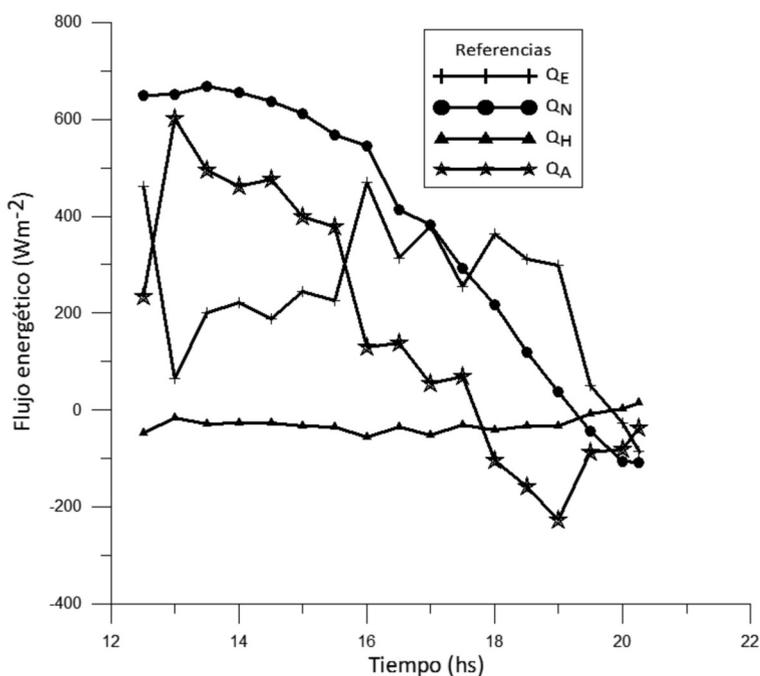
### 2.2.2. Balance de calor aire-agua

Los componentes del balance de calor en el agua se encuentran representados en la figura 5. El flujo de calor latente es el flujo de mayor importancia luego del  $Q_N$ , presentando un valor medio de  $231 \text{ W m}^{-2}$ . Su máximo valor se obtuvo a las 16:00 hs ( $470 \text{ W m}^{-2}$ ) y el mínimo a las 12:30 hs ( $64 \text{ W m}^{-2}$ ), relacionado a la máxima y mínima velocidad registrada del viento,  $19.19 \text{ km h}^{-1}$  y  $1.79 \text{ km h}^{-1}$ .

El flujo de calor advectivo presenta un valor promedio de  $161 \text{ W m}^{-2}$ , lo que indica una continua pérdida de energía al sistema por advección producida por el movimiento de la marea y el viento. Por último, el flujo de calor sensible en la superficie del agua presentó un valor medio de  $-28.82 \text{ W m}^{-2}$ , representando una transferencia de calor constante desde la atmósfera hacia el agua.

FIGURA 5

BALANCE ENERGÉTICO EN EL AGUA DE LA PLAYA DE PEHUÉN-CO  
DEL DÍA 10 DE FEBRERO DE 2010



Fuente: elaboración propia a partir de los datos obtenidos.

## CONCLUSIONES

El balance energético tanto en los sedimentos como en el agua resultó en una transferencia de calor de la atmósfera hacia el sedimento y hacia el mar, respectivamente. Los valores de los flujos difieren entre ambos balances, pues el gradiente térmico entre el sedimento-atmósfera es mayor que entre agua-atmósfera.

El flujo de calor sensible y el advectivo son los que presentaron comportamientos diferentes en ambos sitios. El flujo de calor sensible fue negativo en el agua (entrega de calor del aire al agua) y positivo en el sedimento, indicando una entrega de calor del sedimento a la atmósfera. Por lo tanto, en escasos metros de distancia en la playa, el flujo sensible cambió de dirección entre ambos ambientes.

Se destaca el flujo de calor latente en ambos balances por ser el de mayor importancia, luego del flujo neto radiativo. A su vez, el  $Q_E$  en el agua presenta una gran variabilidad ya que en su cálculo el viento juega un papel fundamental. El flujo de calor advectivo resulta muy importante en el ecosistema costero de Pehuén-Co, ya que el viento y la marea son agentes fundamentales en el aporte de energía al sistema. En futuros estudios se aplicarán los resultados de este trabajo en el análisis de la biodiversidad del ecosistema.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCYT) la beca recibida para realizar esta investigación. La financiación del presente estudio ha sido provista también por la ANCYPT (PICT 1202) y el apoyo de los proyectos del CONICET y FUNS.

## APÉNDICE

La *radiación neta* se obtuvo a partir de la relación obtenida entre la radiación solar incidente y la radiación de onda larga, expresada por las siguientes fórmulas<sup>14</sup>:

<sup>14</sup> Swinback, W. C. (1962): "Long-wave radiation from clear skies". *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.*, 89, pp. 339-348; Evett, S. R. (2002): "Water and energy balances at soil-plant-atmosphere interfaces", en A. Warric (ed.): *The Soil Physics Companion*. Florida, CRC Press LLC, pp. 127-190.

$$Q_N = R_{si}(1 - \alpha) - L^* \quad [Wm^{-2}] \quad (2)$$

$$L^* = 0.20\sigma T_a^4 - 171 \quad (3)$$

donde  $R_{si}$  es la radiación medida,  $\alpha$  es el albedo,  $L^*$  la radiación de onda larga,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzman y  $T$  es la temperatura del aire en °K. El *flujo del calor en el sedimento* se obtiene en base a datos de temperatura utilizando la ecuación de Fourier<sup>15</sup>:

$$Q_G = -\lambda \Delta T / \Delta Z \quad [Wm^{-2}] \quad (4)$$

$$\lambda = ks / C \quad [Wm^{-1} \circ K^{-1}] \quad (5)$$

$$(t_2 - t_1) = \frac{(z_2 - z_1)(P / \pi ks)}{\gamma} \quad [m^2 s^{-1}] \quad (6)$$

donde  $T$  es la temperatura del sedimento [K],  $Z$  es la profundidad [m],  $\lambda$  es la *conductividad térmica*,  $C$  es la *capacidad calórica* [ $Jm^{-3}K^{-1}$ ],  $ks$  es la *difusividad térmica*,  $t_1$  y  $t_2$  representan el tiempo al que la cresta de la onda térmica llega a la profundidad  $z_1$  y  $z_2$  y  $P$  es el periodo de de la onda de temperatura en el suelo [s]. Por otro lado el *flujo de calor advectivo* se obtiene mediante:

$$Q_A = Q_N - Q_G - Q_E \quad [Wm^{-2}] \quad (7)$$

El *flujo de calor sensible* se obtiene mediante<sup>16</sup>:

$$Q_H = \rho_a C_{ap} d_h (T_s(t) - T_a(t)) \quad [Wm^{-2}] \quad (8)$$

$$Dh(t) = 0.3[1 + W(t)]10^{-2} \quad [ms^{-1}] \quad (9)$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire [ $kgm^{-3}$ ],  $C_{ap}$  es el calor específico del aire bajo presión constante [ $Jkg^{-1}\circ C^{-1}$ ],  $T_s$  es la temperatura del sedimento superficial [°C],  $T_a$  es la temperatura del aire [°C],  $Dh$  es la velocidad de transferencia y  $W$  es la velocidad del viento [ $m^{-1}$ ]. Por último el *flujo de calor latente* se obtiene mediante la fórmula Wallace y Holwill<sup>17</sup> basada en la de Penman-Monteith:

<sup>15</sup> Oke, T. W. (1978): *Boundary Layer Climates*. *Op. cit.*

<sup>16</sup> Evett, S. R. (2002): "Water and energy balances at soil-plant-atmosphere interfaces". *Op. cit.*

<sup>17</sup> Wallace, J. S. y Holwill, C. J. (1997): "Soil evaporation from tiger-bush in south-west Niger". *Journal of Hydrology*, 188/189, pp. 426-442.

$$Q_E = \frac{\Delta(Q_N - Q_G) + \rho c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + y} \quad (10)$$

$$\Delta = \frac{4098 \{0.6108 \exp[(17.27T_a)/(T_a + 237.3)]\}}{(T_a + 237.3)^2} \quad (\text{Evet} 2002)^{18} \quad (11)$$

$$e_s = \left( 0.6108 e^{\frac{17.27T_a}{T_a + 237.3}} \right) * 10 \quad [kPa] \quad (12)$$

$$e_a = (HR * e_s) / 100 \quad [kPa] \quad (13)$$

$$r_a = \frac{\ln[(z-d)/z_{oM}] \ln[(z_H-d)/z_{oH}]}{k^2 U} \quad [sm^{-1}] \quad (14)$$

donde  $\Delta$  es la pendiente de la curva de temperatura vs. Presión de vapor de saturación,  $\rho$  es la densidad del aire [ $kgm^{-3}$ ],  $c_p$  es el calor específico del aire [ $MJkg^{-1}C^{-1}$ ],  $r_a$  es la resistencia aerodinámica [ $sm^{-1}$ ],  $y$  es la constante psicrométrica [ $kPa^{\circ}C^{-1}$ ],  $T_a$  es la temperatura del aire [ $^{\circ}C$ ],  $e_s$  es la presión de vapor de saturación,  $e_a$  es la presión del vapor del air,  $z$  es la altura de medición de la velocidad del viento [ $m$ ],  $d$  es la altura de desplazamiento del plano cero [ $m$ ],  $z_{oH}$  es la longitud de rugosidad para el transporte de calor sensible [ $m$ ],  $z_H$  es la altura de medición de la temperatura del aire y de la HR [ $m$ ], y  $U$  es la velocidad del viento [ $ms^{-1}$ ].

Para la realización del balance de calor en el agua se utilizaron las mismas fórmulas que en el sedimento excepto la de QE, en cuyo caso se obtuvo mediante

$$Q_E = L[1.32 \times 10^{-3} V(q_a - q_w)] \quad (15)$$

$$q_w = \frac{0.622e_{sw}}{P - (0.378e_{sw})} \quad (16)$$

$$q_a = \frac{0.622e_{sa}}{P - 0.378e_{sa}} \quad (17)$$

$$\log e_{sw} = 0.02604 \times T_w + 0.82488 \quad (18)$$

$$\log e_{sa} = 0.02604 \times T_a + 0.82488 \quad (19)$$

<sup>18</sup> Evett, S. R. (2002): "Water and energy balances at soil-plant-atmosphere interfaces". *Op. cit.*

donde  $L$  es el calor latente de vaporización,  $V$  la velocidad del viento [ $ms^{-1}$ ],  $q_w$  es la humedad específica del agua,  $q_a$  es la humedad específica del aire,  $e_{sw}$  es la presión de vapor del aire adyacente al agua,  $e_{sa}$  es la presión de vapor del aire,  $P$  es la presión atmosférica [ $hpa$ ],  $T_w$  es la temperatura del agua [ $^{\circ}C$ ] y  $T_a$  es la temperatura del aire [ $^{\circ}C$ ].

Finalmente, la *amplitud de la onda térmica* se obtuvo mediante

$$(\Delta \bar{T}_s)_z = (\Delta \bar{T})_0 e^{-z(\pi / ksP)^{1/2}} \quad [^{\circ}C] \quad (\text{Oke, 1978})^{19} \quad (20)$$

donde  $[\Delta \bar{T}]$  es la amplitud térmica [ $^{\circ}C$ ] y  $e$  es la base Napieriana logarítmica.

**Ana Laura Delgado, María Cintia Piccolo  
y Gerardo Miguel Eduardo Perillo**  
Instituto Argentino de Oceanografía,  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,  
Universidad Nacional del Sur

---

<sup>19</sup> Oke, T. W. (1978): *Boundary Layer Climates*. *Op. cit.*