



Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

MODULO 3
Flujos Turbulentos

René Garreaud S.
Carolina Meruane N.

2005

Índice

1.	Antecedentes teóricos	1
1.1.	Componentes del balance de energía superficial	1
1.2.	Flujos turbulentos	3
1.3.	Flujo al submedio	4
2.	Guía de trabajo	5
2.1.	Objetivos	5
2.2.	Materiales	5
2.3.	Trabajo práctico	6

1. Antecedentes teóricos

La radiación solar es una de las variables más importantes en meteorología, por ser la fuente de energía utilizada en la gran mayoría de los procesos en nuestro planeta. A través de los mecanismos de difusión y de radiación propia de la tierra y la atmósfera, la radiación solar se transmite en las capas bajas de la atmósfera y al submedio, generándose un balance de flujos de calor que intervienen en el poder evaporante de la atmósfera, en la energía disponible para el derretimiento de nieve y en el desarrollo de la vida en el planeta, siendo fundamental el estudio de este balance en las áreas de agronomía, hidrología y biología, entre otras.

1.1. Componentes del balance de energía superficial

El intercambio de calor entre un cuerpo y su medio, siempre que exista una diferencia de temperatura entre ambos, se presenta en tres formas:

Radiación → transmisión de calor sin contacto de los cuerpos por ondas electromagnéticas o fotones.

Conducción (sólidos) → transmisión de calor por un cuerpo sin desplazamiento de sus moléculas.

Convección (líquidos y gases) → movimiento turbulento de un gran número de moléculas.

En el caso de una superficie y la atmósfera, el intercambio de calor puede asociarse también al flujo neto de agua y cambio de fase de ésta. Por ejemplo, la evaporación enfría la superficie por absorción de calor latente y también genera un flujo turbulento de un gran número de moléculas.

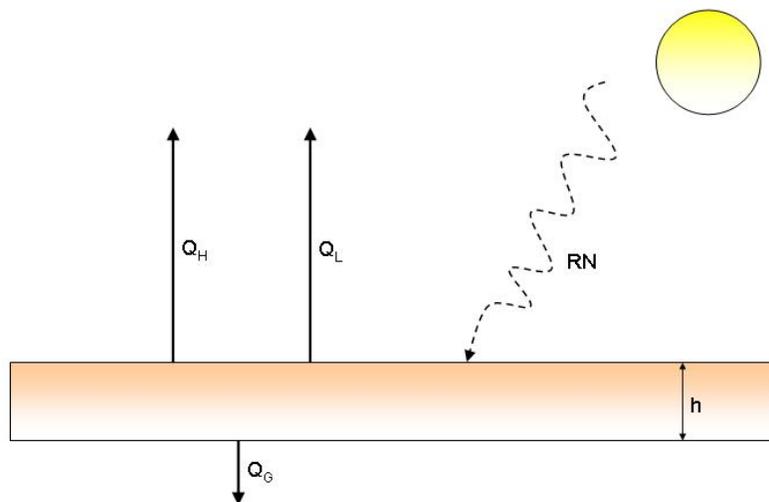


Figura 1: Balance de energía superficial.

MODULO 3: Flujos Turbulentos

El esquema simplificado de las distintas componentes que intervienen en el balance de calor, para un volumen de suelo, se muestra en la Figura 1. De este modo, si se considera como flujos positivos a los que entregan calor al medio, se tiene:

$$RN - (Q_H + Q_L + Q_G) = S = \rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

donde:

- RN : radiación neta sobre la superficie.
- Q_H : flujo de calor sensible desde la superficie.
- Q_L : flujo de calor latente desde la superficie.
- Q_G : flujo de calor molecular dentro de la superficie.
- S : almacenamiento o pérdida de calor.
- h : espesor del suelo.
- ρ : densidad.
- c_p : calor específico del agua a presión constante.
- T : temperatura del suelo.

Luego el des-balance entre flujos de calor de entrada (RN) y flujos de salida ($Q_H + Q_L + Q_G$) produce un cambio en la temperatura promedio del volumen de suelo.

En el balance anterior se ha supuesto que Q_H , Q_L y Q_G extraen calor del suelo. Sin embargo, estos términos pueden ser mayores o menores que cero. Igualmente RN es típicamente la entrada de calor al suelo, pero podría ser la salida ($RN < 0$).

La ecuación anterior puede aplicarse a una capa muy delgada, $h \rightarrow 0$, con lo cual obtenemos la ecuación de balance para una superficie:

$$RN = Q_H + Q_L + Q_G \quad (2)$$

En las siguientes secciones se estudiarán los términos asociados a flujos turbulentos, Q_H , Q_L y Q_G .

1.2. Flujos turbulentos

Flujo de calor sensible

El flujo turbulento de calor sensible se define como:

$$Q_H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (3)$$

donde ρ es la densidad del aire ($1,2 \text{ kg/m}^3$), c_p es el calor específico del aire a presión constante ($1004,67 \text{ J}^\circ\text{K}^{-1}\text{Kg}^{-1}$), w' y T' son las fluctuaciones turbulentas instantáneas de velocidad vertical ($w = \bar{w} + w'$) y temperatura ($T = \bar{T} + T'$).

Para poder determinar Q_H se requieren mediciones de alta frecuencia ($\geq 10\text{Hz}$) de T y w sincronizadas en el tiempo. En la actualidad se emplea un instrumento llamado anemómetro ultrasónico, pero éste es difícil de conseguir por su elevado precio.

En forma alternativa Q_H se puede estimar usando el método aerodinámico que requiere la temperatura en dos niveles distintos:

$$Q_H = \rho c_p \overline{u_{10}} c_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (4)$$

donde u_{10} es la velocidad a 10 metros de altura, c_H es un coeficiente que depende de la estabilidad, que para el caso neutro esta entre $1,4 - 2,6 \cdot 10^{-3}$ (otros casos ver Tabla 7.3 de Stull, 1988) y \bar{T} es la temperatura media. La dificultad de este método está en determinar un c_H apropiado.

Flujo de calor latente

El flujo turbulento de calor latente se define como:

$$Q_L = \rho L_v \overline{w'q'} \quad (5)$$

donde ρ es la densidad del aire, L_v es el calor latente de vaporización, w' y q' son las fluctuaciones turbulentas instantáneas de velocidad vertical ($w = \bar{w} + w'$) y razón de mezcla ($q = \bar{q} + q'$).

En esta expresión el flujo turbulento de vapor desde la superficie ($\overline{w'q'}$) es muy difícil de medir, pero al igual que en el caso anterior el flujo de calor latente se puede determinar a partir de la razón de mezcla en dos niveles distintos con:

$$Q_L = \rho L_v \overline{u_{10}} c_L \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (6)$$

El problema de esta expresión es que Δq es muy pequeño, del orden del error de las mediciones.

Como vemos Q_H y Q_L son muy difíciles de medir y muy relevantes. Afortunadamente existen algunas estimaciones que subsanan este problema:

(a) Método de la razón de Bowen

La razón de Bowen, β , se define como la razón entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente sobre una superficie:

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_L} = \frac{c_p \overline{w'T'}}{L_v \overline{w'q'}} = \frac{\gamma \overline{w'T'}}{w'q'} = \frac{c_H \partial T / \partial z}{c_E \partial q / \partial z} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad (7)$$

donde $\gamma = c_p / L_v$ es la constante psicrométrica.

β es más pequeño para superficies húmedas, donde hay mayor energía para la evaporación, y más grande para superficies secas. Típicamente tiene valores de 5 para regiones semiáridas, 0,5 para prado y bosques, 0,2 sobre zonas de riego y 0,1 sobre el océano.

Juntando esta definición con la ecuación de balance para una superficie (Ecuación 2), se tiene:

$$Q_H = \frac{\beta(-RN + Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (8)$$

$$Q_L = \frac{(-RN + Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (9)$$

(b) Método de Priestley-Taylor

Ocupando un procedimiento parecido al de Bowen, pero con las definiciones de los flujos utilizando los gradientes de temperatura y razón de mezcla se llega a:

$$Q_H = [(1 - \alpha_{PT})s_{cc} + \gamma] \frac{(-RN + Q_G)}{(s_{cc} + \gamma)} \quad (10)$$

$$Q_L = \alpha_{PT}s_{cc} \frac{(-RN + Q_G)}{(s_{cc} + \gamma)} \quad (11)$$

donde $\alpha_{PT} \cong 1,25$, s_{cc} es el cambio de la humedad específica con la temperatura, dado por la ecuación de Clausius-Clapeyron. Esta ecuación puede ser incorrecta cuando hay advección y existen otras aproximaciones más sofisticadas que consideran este efecto.

1.3. Flujo al submedio

Este flujo es más pequeño que los anteriores pero no insignificante. Se mide a través de una placa de medición, que se entierra perpendicularmente dentro del suelo. Si no es medido se puede estimar a partir de las siguientes parametrizaciones:

$$Q_G = X(RN) \quad (12)$$

donde, RN es la radiación neta, $X=0,1$ durante el día y $X=0,5$ en la noche.

Alternativamente se puede asumir el flujo al submedio como un porcentaje del flujo de calor sensible hacia el aire:

$$Q_G = 0,3Q_L \quad (13)$$

En ambos esquemas el signo de Q_G se asume igual al de RN o Q_L .

2. Guía de trabajo

2.1. Objetivos

El objetivo de esta experiencia es medir los flujos turbulentos, conocer sus magnitudes y comparar las mediciones con las estimaciones. Para ésto se trabajará con datos de temperatura y viento, medidos con una alta resolución temporal en la estación EFT.

2.2. Materiales

En esta experiencia se utilizará la estación meteorológica automática de flujos turbulentos (EFT, Figura 2), dedicada a la medición de flujos turbulentos mediante el método de la covarianza. El instrumento central de esta estación es un anemómetro ultrasónico (basado en el efecto Doppler) capaz de medir las tres componentes del viento (u, v, w) y la temperatura del aire con alta resolución temporal (hasta 32 Hz) y resolución (0.01 m/s, 0.01°C). Estas mediciones permiten calcular los flujos turbulentos de calor sensible y momentum mediante el método de la covarianza.

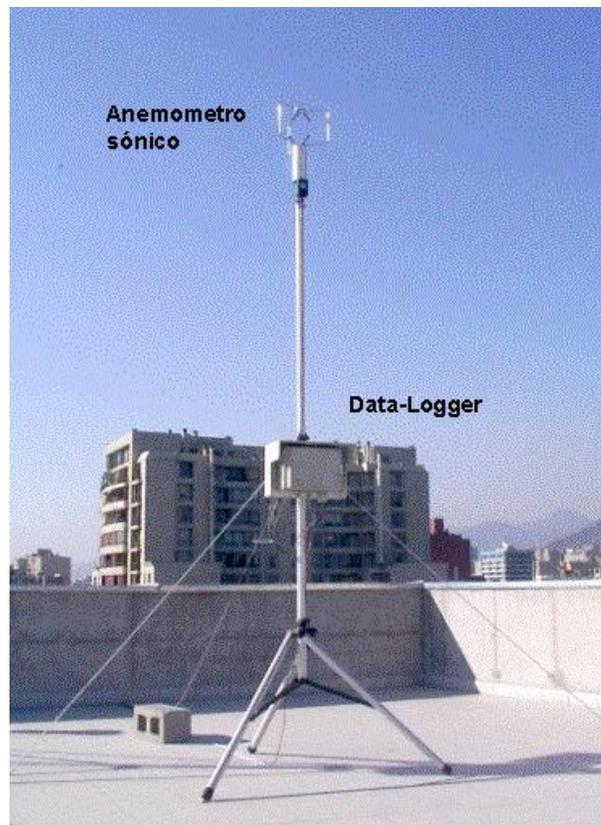


Figura 2: Estación flujos turbulentos (EFT).

2.3. Trabajo práctico

Durante la experiencia se medirá las tres componentes del viento (u,v,w) y la temperatura del aire con una resolución de 20 Hz durante unos 20 minutos. Además, se registrará la radiación neta desde la estación EFR. Las actividades que Ud. realizará para este módulo son:

- (a) Clasifique la estabilidad superficial durante el período de registro (estable, neutro, inestable). Para esto considere la diferencia de temperatura entre el aire y el suelo medida en la EFR. De acuerdo a esto, ¿qué signo espera debiera tener el flujo de calor sensible, Q_H ?
- (b) Grafique las series de tiempo de temperatura y viento. Calcule los valores promedio de las variables anteriores y la magnitud de las fluctuaciones en torno a la media ($T = \bar{T} + T'$ y $u = \bar{u} + u'$).

Por ejemplo, en matlab Ud. debiera escribir:

```
clear all (borra todo)
load gf45a.TXT (lee el archivo de datos)
n=1; (defino un intervalo de submuestreo)
M=20*60*5; (defino el largo de los datos, en este caso son 5 minutos)
sonico=gf45a(1:n:M,:); (creo mi matriz de datos)
L=length(sonico(:,1)); (guardo el largo de la longitud de los datos)
U(1:L)=mean(sonico(:,1)); (promedio de la componente Este/Oeste del viento)
V(1:L)=mean(sonico(:,2)); (promedio de la componente Norte/Sur del viento)
W(1:L)=mean(sonico(:,3)); (promedio de la componente vertical del viento)
T(1:L)=mean(sonico(:,5)); (calculo el promedio de la temperatura)
t=1:n:M; (creo un vector de tiempo para graficar)
subplot(4,1,1); plot(t,U,t,sonico(:,1)); (grafico)
ylabel('u [m/s]');
subplot(4,1,2); plot(t,V,t,sonico(:,2));
ylabel('v [m/s]');
subplot(4,1,3); plot(t,W,t,sonico(:,3));
ylabel('w [m/s]');
subplot(4,1,4); plot(t,T,t,sonico(:,5));
ylabel('T [°C]');
```

MODULO 3: Flujos Turbulentos

- (c) Estime el flujo de calor sensible, Q_H , a través del método de la covarianza (Ecuación 3).

Por ejemplo, en matlab Ud. debiera escribir:

covarianza=cov(sonico(:,3),sonico(:,5)); (utilizo la función cov de matlab)

QH=1.2*1004.67*covarianza(1,2)

- (d) Utilizando el método de la razón de Bowen (Ecuaciones 8 y 9), estime los flujos de calor sensible y latente (Q_H y Q_L), y compárelos con los valores observados en el punto anterior.
- (e) A su parecer, ¿qué tan significativo es el error entre los flujos observados y los estimados?, ¿considera que el sitio elegido para estimar estos flujos es el apropiado?.
- (f) Repita los puntos 1 a 4 para el set de datos nocturnos entregados en la página web del curso. Comente sobre las diferencias entre la turbulencia diurna y nocturna.

Bibliografía

Oke, T. 1987. *“Boundary Layer Climates”*. Routledge.

Stull, R. 1988. *“An Introduction to Boundary Layer Meteorology”*. Kluwer Academic Publishers.