EVAPOTRANSPIRACIÓN: Conceptos, base física, factores y relaciones de interés biofísico

Docente de la clase: Andrea I. Irigoyen

1.1. Introducción

La evapotranspiración (ET) se define como la pérdida de agua desde una superficie por evaporación directa junto con la pérdida de agua por transpiración de la vegetación. Constituye un importante componente del ciclo del agua y de los balances de agua y energía. Se expresa como flujo de calor latente por unidad de área o su equivalente en lámina de agua. En casos de plantaciones, con importante espaciamiento entre plantas se expresa como volumen por planta.

1.2. Base física para describir el proceso de evapotranspiración

La influencia de la superficie sobre la atmosfera se extiende sobre los 10 km más cercanos (troposfera), aunque en el término de las variaciones diarias se restringe a una capa de menor espesor conocida como capa limite planetaria o atmosférica. Se analizaran intercambios de masa y energía (superficie activa y volumen) tal como lo discutido por Oke (1978).

La energía disponible sobre una superficie ideal (Q*), resultado del balance de radiación, puede destinarse principalmente a evaporar agua (flujo de calor latente, QE), a calentar el aire (flujo de calor sensible, QH) o a calentar el suelo (flujo de calor en el suelo, QG).

$$Q^* = Q_H + Q_G + Q_E \qquad (1.1)$$

En la ec. 1.1, se consideran solamente flujos verticales de energía, de modo que la transferencia horizontal de energía por advección es ignorada. Por esa razón, esa simplificación puede ser adoptada a superficies extensas con superficies homogéneas. Cada uno de los términos del balance de energía se puede expresar en función de la ecuación general de flujo-gradiente basada en la habilidad de transferencia del medio y el gradiente de la propiedad de interés (calor, momento, vapor de agua, dióxido de carbono, etc.). De esa forma, los flujos QE, QH y QG quedan como:

$$Q_G = - k_{HS}\ Cs \quad \Delta T / \Delta Z \qquad (1.2)$$

$$Q_H = - K_H\ Ca \quad \Delta T / \Delta Z \qquad (1.3)$$

$$Q_E = - K_V\ L_V \quad \Delta \rho / \Delta Z \qquad (1.4)$$

donde K_{HS} es la difusividad térmica molecular ($m^2\ s^{-1}$), Cs es la capacidad calórica del suelo ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$), T es la temperatura del suelo o aire (ºK), z es la profundidad o altura (m), K_H es la difusividad turbulenta para calor ($m^2\ s^{-1}$), Ca es la capacidad calórica del aire ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$), K_V es la difusividad turbulenta para vapor ($m^2\ s^{-1}$), L_V es el calor latente de evaporación ($J\ kg^{-1}$) y ρ_V es la densidad de vapor ($kg\ m^{-3}$).

Sobre una superficie con vegetación, el régimen de radiación, y por ende el balance de radiación y energía, puede describirse como afectado por: a) las condiciones de la radiación incidente, b) las propiedades ópticas de la superficie del suelo, c) las propiedades ópticas del cultivo y d) la arquitectura del cultivo.

Además de la energía disponible (Q*) y su partición, se debe considerar la capacidad de remoción de vapor desde las superficies evaporantes. La velocidad del viento (u) en capas cercanas a la superficie se reduce al aproximarse a la superficie por efecto de las fuerzas de rozamiento. La variación de la velocidad del viento con la altura bajo condiciones de estabilidad neutral puede ser descripta por una ecuación logarítmica que sobre superficies lisas o cultivos bajos toma la forma:

$$u_z = v^* \ln\ (z / z_0) \qquad (1.5)$$

donde u_z es la velocidad del viento a la altura z, k es la constante de von Karman 0,4, zo es la longitud de rugosidad y v* es la velocidad de fricción. La longitud de rugosidad (z_0) es una medida de la rugosidad aerodinámica de la superficie y representa la altura a la cual la velocidad del viento se hace cero. La velocidad de fricción (v*) que caracteriza el régimen de turbulencia representa una medida del tamaño de los remolinos.

El valor de v* se puede determinar desde medidas de perfiles de viento o también derivarse del esfuerzo cortante como sigue:

$$v^{*2} = \tau / \rho \qquad (1.6)$$

La fuerza ejercida por el aire en movimiento sobre la superficie se denomina esfuerzo cortante (τ) y es transmitida como flujo de momento o cantidad de momento, de acuerdo a :

$$\tau = K_M \rho \Delta u / \Delta z \qquad (1.7)$$

K_M es el coeficiente de difusividad turbulento para momento ($m^2\ s^{-1}$), ρ es la densidad del aire ($kg\ m^{-3}$), u es la velocidad del viento ($m\ s^{-1}$) y z es la altura (m).

El perfil del viento que se desarrolla por encima de cultivos altos es similar al de una vegetación baja, pero el flujo está actuando como si la superficie estuviera localizada a una altura cercana al tope del cultivo y no cercano a la superficie en el suelo. Esta altura se denomina nivel del desplazamiento del plano cero (d) y representa el nivel de destino de momento. En la práctica, para un amplio rango de cultivos, el valor de d (m) está aproximadamente dado por:

$$d = 0{,}64\ h \qquad (1.8)$$

siendo h la altura del cultivo. El valor de z_0 se puede estimar también a partir de la altura (h) del cultivo como:

$$z_0 = 0{,}13\ h \qquad (1.9)$$

La ecuación logarítmica en este caso se expresa como:

$$u_z = v^* \ln\ (z - d/z_0) \qquad (1.10)$$

El estudio del flujo de momento y la forma del perfil del viento es importante, ya que determinan el estado de turbulencia de la atmósfera y de esa forma se relacionan con el transporte de propiedades en el medio. Por el principio de similitud, el coeficiente de difusividad turbulenta (KM) se supone igual al de calor (KH), al de vapor de agua (Kv) y al de dióxido de carbono (Kco_2).

$$K_M = K_H = K_v = Kco_2 \qquad (1.11)$$

En condiciones de estabilidad o inestabilidad es necesario aplicar modificaciones al perfil logarítmico (teoría de Monin-Obukhov, 1954) basados en gradientes adimensionales de temperatura y viento.

1.3. Flujos de agua en analogía a sistema eléctrico

El transporte de agua desde el suelo a las hojas se puede tratar como un sistema continuo involucrando suelo, raíces, xilema, hojas y estomas. En analogía con un sistema eléctrico, el flujo de agua (F) puede ser descrito con sus respectivas resistencias (r) o conductancias (g):

$$F = \frac{\psi}{r} = \frac{\psi - \psi}{rs} = \frac{\psi - \psi}{rr} = \frac{\psi - \psi}{rxi} = \frac{\psi - \psi}{rf} = \frac{\psi - \psi}{rg} \qquad (1.12)$$

Siendo φ_s, φ_r,φ_{xi},φ_{xf}, φ_f, φ_{se} y φ_a los potenciales de agua en el suelo, la superficie de raíces, el inicio del xilema, el final del xilema, los sitios de evaporación y el aire, respectivamente. Las resistencias al flujo de agua en el suelo, raíz, xilema, hoja y gaseosa se representan como r_s, r_r, r_{xi}, r_f, r_g.

Esta aproximación asume: a) equilibrio dinámico en el transporte, b) la resistencia es constante en cada camino del flujo y c) parte del camino ocurre en fase liquida (Fagua) y parte en fase gaseosa (Fva).

$$Fagua = \frac{q}{A} = k\frac{\Delta\psi}{\Delta} \qquad (1.13)$$

Donde k es la conductividad hidráulica del camino de flujo, que puede adoptar diferentes unidades de acuerdo como se exprese el valor de φ.

$$Fva = Dva \frac{\Delta Cva}{\Delta x} \qquad (1.14)$$

Donde Fva es la densidad de flujo de vapor expresado en masa o en número de moles por unidad de área foliar y de tiempo, D_{va} es la difusividad del vapor de agua en el aire y $\Delta Cva/\Delta x$ es la diferencia de concentración de vapor entre dos puntos. También la densidad de flujo de vapor puede ser expresada en función de la conductancia (g) o resistencia (r),como sigue:

$$Fva = gva \Delta Cva = \Delta Cva / rva \qquad (1.15)$$

Dos resistencias son de interés en el tratamiento de la transferencia entre canopeo y atmósfera:

- resistencia aerodinámica (ra) que expresa el rol de la turbulencia atmosférica en el proceso de evaporación y depende de: a) velocidad del viento, b) rugosidad de la superficie y c) estabilidad atmosférica

- resistencia del canopeo (rc) que depende principalmente de: a) la resistencia estomática y b) el índice de área foliar. Monteith (1981) sugiere el término de resistencia efectiva que puede ser calculada para hojas anfiestomáticas como:

$$rc = rst/2\ IAF \qquad (1.16)$$

donde rst es la resistencia estomática media (sm^{-1}) y el IAF el índice de área foliar ($m^2\ m^{-2}$)

Los estomas responden a la intensidad de la radiación, la concentración de CO_2, el potencial agua de la hoja, el déficit de presión de vapor y la temperatura de la hoja.

Jarvis (1976) propuso un modelo multiplicativo considerando cada una de las variables mencionadas actuando en forma independiente y una conductancia máxima para la estimación de la inversa de la resistencia estomática (conductancia estomática). Por otra parte, existen aproximaciones a la conductancia estomática basadas en la fisiología de la planta (tasa de asimilación de CO_2). Idso (1982, 1988) ha propuesto un enfoque diferente basado en la relación entre diferencias de temperatura entre la hoja y el aire y el déficit de presión de vapor del ambiente local. Esta aproximación es adecuada para estimaciones de escala regional.

Mc Naughthon y Jarvis (1991) han estudiado los efectos de la variación de escala en el control de la transpiración ejercido por los estomas. De modo general, al aumentar la escala, se reduce el control estomático. Han propuesto un factor de desacoplamiento Ω que varía entre 0 (acoplamiento completo) y 1 (desacoplamiento completo), relacionando las resistencias de la forma

$$\Omega = \left[1 + \frac{\gamma}{\delta - \gamma} \frac{rst}{ra} \right]^{-1} \qquad (1.17)$$

donde γ es el coeficiente psicométrico y δ es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación.
Así, cuando ra es mucho mayor que rst en grado tal que Ω tiende a 1, el flujo de calor latente lo determina principalmente el término de balance de energía, $\delta(Q^* - Q_G)/(\delta + \gamma^*)$, es decir, la transpiración está desacoplada de las condiciones ambientales, lo cual implica que la transpiración está en equilibrio con la energía disponible, Rn - G. Por otra parte, cuando ra es pequeña con respecto a rst tal que Ω tiende a 0, el flujo de calor latente tiene un incremento mayor que el aportado por la energía disponible, debido al término de transferencia de vapor, producido por un proceso de advección.

1. 4. Factores que afectan la evapotranspiración

1.4.1. Meteorológicos

La ET depende de la demanda atmosférica que está determinada por la radiación solar, temperatura del aire, humedad del aire y velocidad del viento. Una cantidad de métodos empíricos (serán tratados en la clase 2 del curso) han sido propuestos para la estimación de ET en función de una o más variables atmosféricas. Además de las variables observadas en el sitio mismo, algunas características de las superficies que lo rodean pueden afectar la evapotranspiración. El denominado efecto borde se produce cuando hay una transferencia horizontal de energía desde una superficie con características diferentes a la que se quiere evaluar.

1.4.2. Cultivo

Dentro de las características del cultivo que afectan la ET se destacan: a) especie cultivada, b) radiación reflejada por el cultivo, c) cobertura del cultivo, d) densidad de plantas, e) altura de la planta, f) profundidad y extensión de las raíces, g) estados de crecimiento.

1.4.3. Suelo

La disponibilidad de agua del suelo es uno de los principales factores que afecta la evapotranspiración. Las plantas pueden extraer agua del suelo hasta que se alcanza un determinado nivel de humedad, por debajo del cual la extracción no es posible. La cantidad de agua que las raíces pueden extraer desde el suelo se denomina agua disponible (AD) y es la diferencia entre el límite máximo (LMáx) y el límite mínimo (LMín) de almacenaje de agua. Otros factores del suelo tales como la salinidad, baja fertilidad, limitada aplicación de fertilizantes, presencia de horizontes endurecidos o suelos poco profundos pueden afectar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración.

1.4.4. Definiciones para casos especiales

Conceptualmente se pueden definir casos especiales de ET. Uno de ellos es la evapotranspiración potencial (ETP), el cual permite caracterizar el ambiente atmosférico en términos de su poder evaporativo (Hillel, 1990). La ETP fue definida por diferentes autores para diferentes superficies con diversidad de interpretaciones, lo cual desembocado en la necesidad de definir un nuevo término para reducir ambigüedades respecto al tipo de superficie y las condiciones del ambiente. La evapotranspiración de referencia (ET0) que considera la tasa de ET de una superficie extensa cubierta por una gramínea de altura baja (0,08 a 0,15 m) y uniforme, en crecimiento activo, que cubre totalmente el suelo y posee adecuada disponibilidad de agua. Se ha propuesto el método Penman Monteith como método patrón de estimación de la evapotranspiración de referencia (Allen *et al*. 1998). La evapotranspiración real (ETR) es la cantidad de agua perdida hacia la atmósfera, por el suelo y las plantas, en determinadas condiciones meteorológicas, de disponibilidad de agua en el suelo y de crecimiento del cultivo. Un caso particular de ETR es la evapotranspiración máxima (ETM) o evapotranspiración de cultivo (ETC), la cual está definida como la ET de un cultivo que se desarrolla en una superficie extensa, libre de enfermedades y plagas, sin limitaciones de agua y nutrientes y que logra el rendimiento potencial en un clima dado.

Algunas relaciones de interés biofísico que se derivan de los casos especiales de ET son las siguientes:

Coeficiente de cultivo: relación entre evapotranspiración de cultivo y de referencia (Kc= ETM/ET0) para un determinado estado de desarrollo de un cultivo. Su conocimiento permite estimar los requerimientos de agua de cultivo (*Allen et al*., 1998) mediante la aproximación (ET0 x Kc). Dado que el desarrollo del cultivo varía entre variedades o híbridos de una misma especie y entre ambientes es necesario considerar una calibración adecuada de los coeficientes a esos efectos. En ese sentido se aplican expresiones del coeficiente de cultivo en función del tiempo térmico o fracción del tiempo térmico acumulado durante la estación de crecimiento o incluso en función de parámetros que caractericen la planta (índice de área foliar o cobertura).

Evapotranspiración relativa: relación entre evapotranspiración real y máxima de cultivo (ET_{rel}= ETR/ETM). Su conocimiento permite hacer estimaciones de pérdidas relativas de rendimiento del cultivo respecto al rendimiento máximo (*Doorenbos and Kassam,* 1979).

Bibliografía

Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. Irrigation and Drainage. Paper Nº 56. FAO. Rome. Italy. 300 pp.

Allen, R.G.; Smith, M.; Perrier, A.; L.S. Pereira. 1993. Updated reference evapotranspiration definition and calculation procedures. Revision of FAO methodologies for crop water requirements. 36 p.

Angelocci, L.R. 2002. Agua na planta e trocas gasosas/energeticas com a atmosfera. Introducao ao tratamento biofisico. 272 p.

Brutsaert, W. 1982. Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications. D. Reidal. Publishing Company, Dordrecht, 229 p.

Doorenbos, J. ; A.H. Kasaam. 1979.Yield response to water. Irrigation and Drainage. Paper Nº 33. FAO. Rome. Italy. 193 pp.

Doorenbos, J.; W.O. Pruitt. 1977. Crop water requirements. FAO. Irrigation and Drainage Paper Nº 24. Rome. Italy. 124 p.

Gardner, B. R.; Pearce, R.B.; R.I. Mitchell, 1985. Physiology of Crop Plants. Iowa State Univ.Press.USA.

Hatfield, J.L.1990. Methods of estimating evapotranspiration. In B.A. Stewart and D.R. Nielsen (eds.). Irrigation of agricultural crops. Agronomy Nº 30. ASA, CSSA and SSSA. Wisconsin. USA. pp. 435-475.

Hillel, D. 1990. Role of irrigation in agricultural systems. In Stewart, B.A. D.R. Nielsen (ed.s) Irrigations of agricultural crops. Agronomy 30, Wisconsin, USA.

Howell, T. 1990. Relationship between crop production and transpiration, evapotranspiration and irrigation. In: B.A. Stewart and D.R. Nielsen (eds.). Irrigation of Agricultural Crops. Agronomy Nº 30. ASA,CSSA and SSSA .Wisconsin. USA.

Idso, S.B. 1982. Non water stressed baselines: a key to measuring and interpreting plant water stress. Agric. Met. 27: 59-70.

Idso, S.B. 1988. Development of simplified plant stomatal resistance model and its validation for potentially transpiring and water stressed hyacinths. Atmospheric Environment 22: 1707-1713.

Jarvis, P.G.1976. The interpretations of the variations of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil. Trans. Roy. Soc. 273: 593-610.

Jarvis, P.G.; K.G. McNaughton.1986. Stomatal control of transpiration: Scaling up from to region. Advances in ecological research Vol. 15: 1-49.

Jones, H.G. 1992. Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology. University Press. Cambridge. 428 p.

McNaugthon, K.G.; P.G. Jarvis. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Kozlowsky, T.T. (ed.) Water deficit and crop growth, VII. Academic

Jarvis, P. P. G. 1985. Coupling of transpiration to the atmosphere in horticultural crops: the omega factor. Acta Hortic. 171: 187-205.

Monin, A.S.; A. M, Obukhov. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst 24: 163-187.

Monteith, J.L. 1975. Principles of Environmental Physics. Arnold Press. London. 241 p.

Nobel, P. 2005. Physiochemical and Environmental Plant Physiology. Acad. Press. 567 p.

Oke, T. 1993. Boundary layer climates. Cambridge University Press, Cambridge 435 pp.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc. London. Proc. Ser. A. 193: 120-146.

Rosenberg, N.J. 1974. Microclimate: The biological environment. John Wiley &.Sons. N. York. 315 p.