

# Teoría y desarrollo de la simulación del balance hídrico en PASTMOD

Arnulfo González Meza

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias

Robert W. Hill

Utah State University

*En 1996, un modelo de simulación de pastos (PASTMOD) fue desarrollado con el fin de representar idóneamente el crecimiento y la producción de aquéllos, a la vez que su interrelación con la temperatura y el agua del suelo. En la estructura básica del modelo se incluyó un sistema agua-suelo-planta alimentado por tres elementos: temperatura del suelo, crecimiento de pastos y balance de agua. En este trabajo se presentan los antecedentes, la teoría y el desarrollo del balance hídrico utilizado en el PASTMOD. El balance del agua incluye las estimaciones de evaporación del suelo, transpiración de los pastos, agua percolada y cambios en el almacenamiento de agua en el suelo. Las variaciones en la humedad del suelo y el efecto de un posible "estrés" hídrico afectan la temperatura del suelo y el crecimiento de los pastos. En respuesta, la transpiración de las plantas se ve modificada por los cambios que sufre el índice del área foliar, condicionado éste, en principio, por el propio crecimiento de los pastos.*

**Palabras clave:** balance de agua, evaporación, transpiración, simulación de procesos, modelo computacional.

## Introducción

La información sobre evapotranspiración (ET) es necesaria en aplicaciones en el manejo de recursos naturales y agrícolas, para usos hidrológicos en el crecimiento de plantas, en modelos de producción y en recomendaciones sobre calendario de riegos (Steiner, 1991). La ET es un proceso complejo de pérdida de vapor de agua, mismo que involucra el paso del agua del sistema radicular al medio ambiente a través del tallo y las hojas. La inclusión de un proceso que simule ET es esencial para que un balance de agua sea el reflejo de las condiciones climáticas, edáficas y del cultivo en una situación particular. El desarrollo de computadoras digitales muy potentes, junto con el instrumental y los sistemas electrónicos automatizados de recolección de datos, hace posible análisis detallados y precisos de los elementos del balance de agua. En recientes informes se indica que algunos balances de agua han sido desarrollados en varias partes del mundo, representando diferentes condiciones de suelo, vegetación y clima (Flerchinger *et al.*, 1994).

En 1996, se desarrolló un modelo de simulación de pastos, PASTMOD, con el fin de representar un mejor entendimiento del crecimiento y la producción de pastos, y su interrelación con la temperatura y el agua del suelo. PASTMOD usó como estructura básica un sistema agua-suelo-planta que cuenta con de tres componentes:

- Temperatura del suelo.
- Crecimiento de pastos.
- Balance de agua.

Este último componente incluye las estimaciones de evaporación del suelo, transpiración de los pastos, agua percolada y cambios en el almacenamiento de agua en el suelo. Las variaciones en la humedad del suelo y el efecto de un posible estrés hídrico son transmitidos a los componentes de temperatura del suelo y crecimiento de los pastos. En respuesta, la transpiración de las plantas considera los cambios en el índice del área foliar proveniente del componente de crecimiento de pastos (González, 1996, González y Hill, 1997).

En este trabajo se presentan los antecedentes, la teoría y el desarrollo del componente de balance hídrico utilizado en el programa de simulación de pastos.

### Balance del agua

Los principales factores que se involucran en la ecuación del balance de agua sobre un intervalo de tiempo dado son:

$$ET = \Delta S + P + I - DP - R \quad (1)$$

donde ET es evapotranspiración;  $\Delta S$  es el cambio en el almacenamiento de la humedad en el suelo; P es la precipitación; I es la irrigación; DP es la percolación profunda, y R el escurrimiento. Todos los componentes mencionados arriba se manejan por lo general en unidades de láminas de agua (Evelt *et al.*, 1993 Hanks and Hill, 1980).

La evapotranspiración es un proceso complicado que tiene influencia sobre el contenido de agua en el suelo, la producción de cultivos y las condiciones hidrológicas. La evapotranspiración incluye la evaporación del suelo, de las superficies foliares y de la transpiración a través de las estomas de las hojas. Sin embargo, debido a que la transpiración está directamente relacionada con el rendimiento (Jensen, 1968; Hanks, 1974; Hanks and Hill, 1980), la capacidad predictiva de un modelo de simulación va a mejorar si se establece la diferencia entre transpiración y evaporación (Stockle and Campbell, 1985). En el pasado se han propuesto distintos modelos del proceso de evapotranspiración, mismos que han variado en complejidad, desde ecuaciones simples con coeficientes empíricos hasta muy detalladas representaciones físicas. La utilidad de cada método depende de los datos disponibles en principio, de las calibraciones locales y de la precisión que se desee.

Cuando se dispone de suficientes datos sobre el clima y se desea estimar evotranspiración, suele usarse el método combinado de Penman. La ecuación de Penman combina el balance de energía vertical (radiación) y la transferencia de energía advectiva. Wright (1982) modificó la ecuación de Penman en Kimberly, Idaho, usando coeficientes empíricos de viento en vez de funciones de resistencia del viento. La ecuación denominada Kimberly Penman 1982 (KP1982) es dada como:

$$ET_r = \frac{\Delta(R_n - G) + \gamma 15.36 W_i (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \lambda^{-1} \quad (2)$$

donde  $ET_r$  es la evapotranspiración de referencia, para alfalfa de 30 a 50 cm de altura ( $\text{mmd}^{-1}$ );  $\Delta$  es la pen-

diente de la curva temperatura-presión de vapor de saturación a la temperatura del aire ( $\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\gamma$  es la constante sicométrica ( $\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  es la radiación neta ( $\text{cal m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ); G es flujo de calor en el suelo, en las mismas unidades que  $R_n$ ; 15.36 es una constante resultado de la conversión de unidades;  $W_i$  es una función dependiente del recorrido diario del viento;  $e_s$  es presión de vapor a saturación (mb);  $e_a$  es la presión actual de vapor (mb); y  $\lambda$  es el calor latente de evaporación (Wright, 1982).

La estimación de los coeficientes de cultivo comprende la medición de la evapotranspiración actual y la estimación de la evapotranspiración de referencia en alfalfa o pasto, por lo que es importante conservar consistencia en la estimación de los coeficientes de cultivo. Esto significa que si los dichos coeficientes se basan en evapotranspiración de referencia para pastos, no deberán usarse con evapotranspiración de referencia para alfalfa (Jensen *et al.*, 1990).

La medición de evapotranspiración para pastos en Kimberly, Idaho, fue entre 20 y 25% menos que la de referencia para alfalfa. Allen *et al.*, (1989) encontró que la evapotranspiración de referencia para alfalfa fue entre 20 a 35% más grande que la evapotranspiración de referencia para pastos, usando la ecuación Penman-Monteith, en una gran diversidad de climas. Wright (1996) reportó tasas diarias de evapotranspiración de referencia para el pasto *Festuca Alta (Festuca arundinacea L.)*, 83% más elevadas que las tasas de evapotranspiración de referencia para alfalfa; en ambas estimaciones se usaron funciones empíricas de viento semejante a las de la ecuación 2.

### Evaporación del suelo húmedo

Ritchie *et al.* (1976) y Kanemasu *et al.* (1976) informaron de métodos similares para estimar evaporación de la superficie del suelo. El proceso consistió en la estimación de la evaporación del suelo cuando las pérdidas respectivas se ven limitadas sólo por factores climáticos (primera etapa); cuando el agua no puede ser transportada a la superficie del suelo con la misma intensidad que los factores climáticos demandados (segunda etapa), y en la estimación de la transpiración, tanto cuando el agua del suelo no es una limitante como cuando lo es.

La evaporación del suelo cuando el suelo está húmedo ( $E_o$ ) es calculada como:

$$E_o = \left(\frac{\tau}{\alpha}\right) ET_{\text{máx}} \quad (3)$$

donde  $\tau$  es una relación empírica que depende del índice de área foliar y del sombreado, explicada como:

$$\tau = \exp(-0.389L + 0.15) \quad (4)$$

donde  $L$  es índice del área foliar (adimensional). La constante de proporcionalidad  $\alpha$  puede ser determinada como:

$$\alpha = \frac{ET_{\text{máx}}}{\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) R_n} \quad (5)$$

donde  $Et_{\text{máx}}$  es evapotransportación máxima (Kanemasu *et al.*, 1976) En este caso el flujo de calor en el suelo se asume insignificante.

La segunda etapa de la evaporación del suelo es determinada como:

$$E = Ct^{0.5} - C(t - 1)^{0.5} \quad (6)$$

donde  $C$  es un factor dependiente de las propiedades hidráulicas ( $\text{mm d}^{-0.5}$ ), y  $t$  es el tiempo transcurrido desde que se inició la segunda etapa ( $d$ ).

La transición de la primera etapa a la siguiente ocurre cuando la lluvia o la lámina de riego no alcanza un valor límite ( $p$ ). Hanks y Hill (1980) presentaron una serie de valores de  $p$  y  $C$  para diferentes propiedades del suelo en Kansas.

### Transpiración

La transpiración potencial puede ser calculada como:

$$T_p = 1.74 (1 - \tau) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) R_n \quad (7)$$

para un índice de área foliar menor que 3 y

$$T_p = (\alpha - \tau) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) R_n \quad (8)$$

para un índice de área foliar igual o mayor que 3. Las ecuaciones 7 y 8 son válidas cuando la transpiración no es afectada por el déficit de agua en el suelo, o sea cuando el agua aprovechable es menor que una fracción previamente establecida del agua disponible remanente, misma que es iniciada por el estrés. Las ecuaciones 7 y 8 fueron desarrolladas para condiciones subhúmedas, y no consideran condiciones advectivas. Kanemasu *et al.* (1976) encontraron subestimaciones de hasta  $2\text{mm d}^{-1}$  en observaciones lisimétricas

en días cálidos. Cuando la transpiración es influenciada por el contenido de humedad en el suelo está determinada como:

$$T = K_s T_p \quad (9)$$

en la cual  $K_s$  es un factor obtenido de:

$$K_s = \frac{\theta_a}{f_{aw} \theta_{\text{máx}}} \quad (10)$$

donde  $\theta_a$  es el contenido disponible de humedad en el suelo,  $f_{aw}$  un factor máximo permisible de humedad con base en la unidad y  $\theta_{\text{máx}}$  es el contenido máximo disponible de agua en el suelo (Kanemasu *et al.*, 1976).

### El balance hídrico del PASTMOD

Este componente involucra tres etapas principales: la estimación de la evapotranspiración de referencia, la determinación de la evaporación y transpiración del suelo y la determinación del contenido de humedad en el suelo. También se incluye la determinación del factor de estrés por el déficit de humedad en el suelo.

#### Evapotranspiración de referencia para alfalfa

La evapotranspiración de referencia para alfalfa es estimada usando la ecuación KP 1982 (ecuación 2). La solución a la ecuación 2 asume que  $R_n$  es no es medida o conocida; entonces, ésta es estimada como:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s - R_B \quad (11)$$

donde  $\alpha$  es el albedo,  $R_B$  la radiación de onda larga emitida y  $R_s$  la radiación solar.

La radiación solar es resuelta por:

$$R_B = \left( A \frac{R_s}{R_{so}} + B \right) R_{BO} \quad (12)$$

donde  $R_{BO}$  es la radiación de onda larga emitida en un día claro (cielo limpio); y  $R_{so}$  la radiación solar en iguales condiciones.  $A$  y  $B$  son coeficientes empíricos obtenidos como:

$$A = 1.126 \text{ y } B = -0.070 \text{ si } \frac{R_s}{R_{so}} > 0.7 \quad (13)$$

de otra forma,

$$A = 1.017 \text{ y } B = -0.060 \quad (14)$$

En la ecuación 12, el término  $R_{BO}$  se resuelve usando la siguiente ecuación:

$$R_{BO} = (A_1 + B_1 \sqrt{e_d}) (5.674 \times 10^{-8}) \quad (15)$$

$$[(T_x + 273.2)^4 + (T_N + 273.2)^4] / 2$$

donde  $e_d$  ya fue previamente definido (ecuación 2);  $A_1$  y  $B_1$  son coeficientes experimentales; y  $T_x$  y  $T_N$  son respectivamente las temperaturas máxima y mínima del aire en grados centígrados.

$A_1$  se estima por:

$$A_1 = 0.26 + 0.1 \exp(-0.0154 (D - 180)^2) \quad (16)$$

donde  $D$  es el día del año, y  $B_1$  es igual a -0.139 para  $e_d$  en *kpa*.

El albedo se obtiene (Wright, 1982) de:

$$\alpha = 0.29 + 0.06 \sin\left(\frac{D + 96}{57.3}\right) \quad (17)$$

Si  $D$  es menor que 150, entonces el albedo recalibrado ( $\alpha_r$ ) es igual a:

$$\alpha_r = 0.36 + 0.55 \sin\left(\frac{D + 96}{57.3}\right) \quad (18)$$

### Evaporación del suelo y transpiración

La evaporación de la superficie del suelo fue originalmente simulada combinando las ecuaciones 3,4,5 y 6; sin embargo, estas ecuaciones fueron desarrolladas originalmente para cultivos en hileras (soya y sorgo) en Kansas (Kanemasu *et al.*, 1976), y podrían no resultar apropiadas si se aplican al estudio de pastos que son cultivos de cobertura completa. Algunas modificaciones incluyeron la búsqueda de una función continua para estimar  $\tau$ .

La ilustración 1 muestra la discontinuidad de los algoritmos de Kanemasu y los nuevos valores para calcular los coeficientes de transpiración de los cultivos ( $1-\tau$ ). La nueva ecuación para estimar  $\tau$  fue:

$$\tau = \exp(-0.53LAI) \quad (19)$$

con todos los parámetros previamente definidos (ecuaciones 3 y 7). También la evaporación del suelo fue determinada como:

$$E = E_o [T^{0.5} - (T - 1)^{0.5}] \quad (20)$$

Esta última ecuación implica la sustitución de  $C$  por  $E_o$  en la ecuación 6, como en el modelo CRPSM (Hill, 1992).

### Humedad en el suelo

Para simplificar el balance de agua en el suelo, el perfil del suelo fue dividido en dos estratos (superior e inferior). El espesor de los estratos es una variable preespecificada; de lo contrario, el programa asigna al estrato superior un espesor de 50 mm, y al inferior el de 550 mm (600 mm de perfil total de suelo). La delimitación del grosor de los estratos fue considerando que los pastos desarrollan la mayor parte de su volumen radicular en los primeros 50 mm de lámina de suelo, y que las raíces penetran una profundidad máxima de 60 cm. Se asume que es en el estrato superior ( $Sm_1$ ) donde ocurren la evaporación del suelo y el 20% de la transpiración. La percolación profunda puede ocurrir desde el estrato superior hacia el estrato inferior, y la humedad en el suelo se estima diariamente en cada estrato. El contenido actual de agua disponible en el estrato superior del suelo ( $Sm_{1,i}$ ) es dado por:

$$Sm_{1,i} = Sm_{1,i-1} - 0.2 T - E_o \quad (21)$$

donde ( $Sm_{1,i-1}$ ) es el contenido disponible de agua que había en el estrato superior del suelo un día antes;  $T$  es la transpiración actual y  $E_o$  la evaporación del suelo. Todos los elementos en la ecuación 21 tienen unidades de mm. El escurrimiento es minimizado.

Si el estrato superior no satisface la demanda completa de transpiración y evaporación del suelo, entonces esta última es calculada por:

$$E_o - SMULY - 0.2 T \quad (22)$$

Si el estrato superior no satisface la evaporación del suelo ( $E_o$ , en la ecuación 22 es negativa), entonces se asume que la evaporación del suelo es igual a cero. Las láminas de precipitación y/o de riego que ocurren durante el día son agregadas al contenido de agua del estrato superior del suelo. El contenido actual de agua en el estrato inferior del suelo ( $Sm_{2,i}$ ) se estima con:

$$Sm_{2,i} = Sm_{2,i-1} + Perc_1 - 0.8 T - TRADD + UPFL \quad (23)$$

donde  $Sm_{2,i-1}$  es el contenido de agua disponible en el estrato inferior un día antes;  $Perc_1$  es el agua percolada del estrato superior; TRADD es la transpiración acumulada que no fue satisfecha por el estrato superior y UPFL es la contribución de flujo desde el estrato superior.  $Perc_1$  ocurre si  $Sm_1$  es mayor que el contenido de

agua disponible (mm) en el estrato superior ( $Am_1$ ), y se calcula por:

$$Perc_1 = Sm_1 - Am_1 \quad (24)$$

donde  $Am_1$  esta dado por:

$$Am_1 = (FC_1 - WP_1) Thc_1 \quad (25)$$

donde  $FC_1$  y  $WP_1$  son respectivamente el contenido volumétrico (%/100) a capacidad de campo y el punto de marchitamiento y  $Thc_1$ , el espesor del estrato superior.

El drenaje que se ubica bajo el estrato inferior se simula ajustando la ecuación 24 para tales condiciones. La humedad disponible en el perfil completo de suelo ( $Sm_1$ ) se obtiene de la suma de  $Sm_1$  y  $Sm_2$ .

#### Estrés por déficit de humedad en el suelo

El estrés por déficit de humedad en el suelo es difícil de evitar en un campo irrigado a lo largo de un ciclo de cultivo. Es por ello que en el PASTMOD las determinaciones diarias de materia seca son afectadas por un factor de estrés de humedad en el suelo, el cual es determinado por la ecuación 10. Esta interacción entre los componentes de producción de materia seca y el balance de agua es una de las contribuciones que se proponen para sustituir modelos anteriores (Johnson *et al.*, 1983; Johnson and Parsons, 1985; Johnson and Thornley, 1983; Johnson and Thornley, 1985).

#### Conclusiones

El programa toma como principio el balance de agua, utilizando ampliamente por diversos autores en trabajos anteriores (Evet, *et al.*, 1993; Hanks and Hill, 1980). El componente de balance de agua separa evaporación del suelo y transpiración de los pastos usando algoritmos previamente definidos por Ritchie *et al.* (1976), y Kanemasu *et al.* (1976). Los algoritmos se apoyan en la estimación de la evapotranspiración de referencia usando la ecuación KP1982, que combina el balance de energía y la transferencia de energía advectiva.

La evaporación del suelo es realizada con una función continua obtenida como ajuste a la función original de Kanemasu *et al.* (1976), que fue usada para cultivos en hileras. Los cambios en la humedad en el suelo son contabilizados a partir de la división de dos estratos en el perfil. Es en el estrato superior donde se asume que los pastos desarrollan la zona más dinámica de su sistema radicular, y un estrato inferior en don-

de ocurre la percolación profunda. El balance de agua aplicado a los dos estratos permite mantener actualizados los cambios de humedad en el perfil del suelo, los cuales a su vez apoyan las estimaciones de temperatura del suelo y un factor de estrés por déficit de humedad en el suelo, que va a influir en el crecimiento de los pastos. Este factor permite contribuir con una interrelación más cercana entre la humedad del suelo y la producción de materia seca, que en modelos anteriores no se consideró.

Para propósitos académicos o de investigación, puede solicitarse copia del PASTMOD al autor, con el envío de un disquet virgen a la siguiente dirección: Campo Experimental de la Zona Henequera, Apartado Postal 13 "B", Mérida, Yucatán. 97000, México.

Recibido: junio, 1997

Aprobado: marzo, 1998

#### Referencias

- Allen, R.G. 1986. Penman for all seasons *J. Irrig. and Drain*, 112 (4): 348-368.
- Allen, R.G., Jensen, J.L. Wright, y R.D. Burman. 1989. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.*, 81(4):650-662.
- Evet S.R., T.A. Howell, J.L. Steiner y J.L. Cresap. 1993. Evapotranspiration by soil water balance using TDR and neutron scattering, pp. 914-920. *Management of irrigation and drainage systems: integrated perspectives*. Park City, Utah: ASCE.
- Flerchinger, G.N., K.R. Cooley., C.L. Hanson., M.S. Seyfried., y J.R. Wight. 1994. A lumped parameter water balance of a semi-arid watershed, pp. 1-17. *ASAE 1994 International Summer Meeting*. Kansas City, Missouri.
- González A. 1996. *Influence of weather and soil conditions on perennial forages during early growth and the onset of winter dormancy*. Ph.D. Dissertation Logan Utah, EEUU: State University. Biological and Irrigation Dept.
- González A., y R.W. Hill. 1997. PASTMOD, un modelo para simular temperaturas del suelo, crecimiento de pastos y balance de agua en el suelo. *Técnica Pecuaria*. México. (En prensa).
- Hanks, R.J. 1974. Model for predicting plant yield as influenced by water use. *Agron.J.* 66:660-665.
- Hanks, R.J., and R.W. Hill. 1980. *Modeling crop responses to irrigation*, No. 6. Logan, Utah: International Irrigation Information Center.
- Hill, R.W. 1992. *Crop growth and irrigation scheduling model. Field and Water Management class notes*. Logan, Utah: Utah State University.
- Johnson, I.R., T.E. Ameziane y J.H.M. Thornley. 1983. A model of grass growth. *Ann. Bot.* 51:599-609.

- Johson, I.R., y A.J. Parsons. 1985. A theoretical analysis of grass growth under grazing. *J. Theor. Biol.* 112:345-367.
- Johnson, I.R. y J.H.M. Thornley. 1983. Vegetative crop growth model incorporating leaf area expansion and senescence, and applied to grass. *Plant, Cell and Environment*. 6:721-729.
- Johnson, I.R. y J.H.M. Thornley. 1985. Dynamic model of the response of a vegetative grass crop to light, temperature and nitrogen. *Plant, Cell and Environment*. 8:485-499.
- Jensen, M.E. 1968. Water consumption by agricultural plants. En: Kozlowski, T.T., (ed.) *Water deficits and plant growth*. New York: Academic Press.
- Jensen, M.E., R.D. Burman y R.G. Allen. 1990. *Evapotranspiration and irrigation water requirements. Manual No. 70*. EEUU: ASCE.
- Kanemasu, E.T., L.R. Stone y W.L. Powers. 1976. Evotranspiration model tested for soybean and sorghum. *Agron. J.* 68:39-243.
- Ritchie, J.T., E.D. Rhoades y C.W. Richardson. 1976. Calculating evapotranspiration from native grassland watersheds. *ASAE Transactions*. 45:1098-1103.
- Steiner J.L., T.A. Howell y A.D. Schneider. 1991. Lysimetric evaluation of daily potencial evapotranspiration models for grain sorghum. *Agron. J.* 83:240-247.
- Stockle, C. y G. Cambell. 1985 . A simulation model for predicting effect of water stress on yield: an example using cor. Hillel, D. (ed.) *Advances in irrigation* (San Diego, Calif., EEUU: Academic Press) 3:283-305.
- Wright, J.L. (1982) New evapotranspiration crop coefficients. *ASCE J. Irrig. and Drain. Div.* 108: 57-74.
- Wright, J.L. 1996. Derivation of alfalfa and grass reference evapotranspiration. *ASCE J.Irrig. and Drain. Div.*, 1165:357-374.

#### Abstract

González A. & R. W. Hill. "Theory and development of the hydric balance in PASTMOD". *Hydraulic Engineering in Mexico (in Spanish)*. Vol. XIII. Num. 3, pages 29-34. September-December, 1998.

In 1996. A pasture simulaci3n model (PASTMOD) was developed to represent a batter understanding of the grass growth and yield, and its interrelationship with soil tempertature and soil water PASTMOD used as a basic structure a plant-soil-water system with three basic components: soil temperature, grass growth and water balance. This research describes the background, theory and the development of the water balance component used with PASTMOD. The water balance accounts for soil evaporation, pasture transpiration, percolated water, and soil water storage. Changes in soil moisture and a possible water stress are passed to the soil temperature and grass growth components, respectively. In responce, plant transpiration is influenced by changes in leaf area received from the grass growth component.

**Key words:** water balance, evaporation, transpiraton, process simulation, computer model.

#### Direcci3n institucional de autores:

Arnulfo Gonz3lez Meza, Robert W Hill

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias  
Apartado Postal Núm. 13 Sucursal B  
CP. 97000, Mérida, Yucatán  
Teléfono: (991) 3 01 12  
Email: agonzalez@pibil.finred.com.mx  
Email: bobh@ext.edu.usu