

BALANCE HÍDRICO DIARIO PARA CULTIVOS ESPECÍFICOS

Resumen metodológico

De todos los elementos meteorológicos, el que presenta más variabilidad interanual y que sin duda ejerce mayor impacto en la agricultura de secano es la precipitación u oferta de agua. De la interacción entre la oferta de agua, su infiltración y retención en el suelo, y la demanda de agua constituida por los elementos meteorológicos que producen la evaporación directa desde el suelo y la transpiración a través de los estomas de las hojas de las plantas (constituyendo en conjunto la evapotranspiración), resulta lo que llamamos **reserva o almacenaje de agua en el suelo** en un momento dado. Si el almacenaje es abundante, constituye una suerte de seguro para el consumo de los días siguientes exentos de precipitación. Es un dato del que se deduce un diagnóstico del estado actual de la vegetación que cubre el suelo, entendiéndose como tal la capa de la superficie del terreno hasta donde tienen actividad normalmente la mayor proporción de los sistemas de raíces de la vegetación natural y que exporta agua a la atmósfera.

El balance hídrico diario propuesto para el cálculo del almacenamiento de agua en el suelo considera los siguientes términos:

$$ALM_{final} + EXC_{final} + = ALM_{inicial} + EXC_{inicial} + PP - ESC - PER - ETR$$

donde...

ALM = almacenamiento de agua en el suelo
EXC = excesos de agua acumulados en superficie
PP = precipitación
ESC = escurrimiento superficial
ETR = evapotranspiración real del cultivo
PER = percolación o infiltración profunda

En el mismo se han despreciado movimientos horizontales subsuperficiales de agua, que resultan en general de orden menor que los verticales. A continuación se resumirá la forma en que el modelo estima cada uno de estos términos.

La humedad del suelo puede estar en su máxima capacidad de retención o **capacidad de campo** (en que la extracción de agua por los vegetales se produce sin ninguna dificultad) o puede descender a valores por debajo del **punto de marchitez permanente**, en que un vegetal se marchitaría sin capacidad de recuperación ni aún dentro de una atmósfera saturada. Entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente existe el rango de lo que denominamos **agua útil**. A medida que se va utilizando el agua útil, y las reservas se acercan al punto de marchitez permanente, el esfuerzo del vegetal para extraer agua es cada vez mayor.

Los valores de capacidad de campo (CC) hasta el metro medidos en las provincias pampeanas oscilan entre 150 y 400 mm de lámina de agua desde la zona arenosa del sudoeste cercana a la ciudad de Santa Rosa hasta la costa de los ríos Paraná y De la Plata y la provincia de Entre Ríos. Sin embargo mediciones de actividad radical muestran que en los suelos arenosos la penetración de las raíces sobrepasa fácilmente el metro, (Fagioli, M., 1972 a y b), mientras que en los suelos arcillosos de la cuenca baja del Río Salado, (al este de la región) la mayor actividad se encuentra hasta los 50 cm (Alippe y Brinnand, 1979). Se supone un comportamiento similar en los suelos cercanos a la costa de los Ríos Paraná y De la Plata, lo mismo que en la Provincia de Entre Ríos.

La capacidad de un suelo de almacenar agua depende de la cantidad y tamaño de sus poros, es decir de su **estructura, textura y contenido de materia orgánica**. Para la estimación de

CC y PMP el modelo considera el método de Ritchie (1987). Los valores de capacidad no se refieren a una profundidad fija, sino que tienen en cuenta la profundidad típica de exploración radicular en cada zona. Frecuentemente se llama a esta medida “capacidad efectiva”.

Distintos tipos de suelo muestran **límites de desecamiento** diferentes: los arenosos pueden perder todo el contenido de agua si se dan las condiciones para ello, mientras que los arcillosos mantienen una cantidad mínima que no es utilizable por las plantas pero se conserva aún en condiciones de sequía severas. Así se define el “límite de desecamiento” como sigue:

$$LD = [(PMP / CC) - 0.4] * 2.5$$

Si este cálculo arroja un valor negativo (suelos muy arenosos) se considera $LD = 0$. Si el resultado es mayor que 1 (suelos muy arcillosos) se toma $LD = 1$. Así se calcula entonces un almacenaje mínimo como:

$$ALM \text{ (mínimo)} = LD * PMP$$

La evapotranspiración del sistema suelo-cultivo alcanza un valor máximo o **potencial** (ETP) sólo cuando no existen limitantes hídricas. Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó la denominada ecuación de FAO Penman-Monteith (1990), recomendada por la FAO. El valor de ETP se calcula en función de la radiación máxima (astronómica) del día y valores de las siguientes variables meteorológicas: temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa, viento y heliofanía (o nubosidad, en su defecto).

Cuando la humedad del suelo es inferior a la capacidad de campo, la **evapotranspiración real** del sistema suelo-cultivo es menor que la potencial, y va disminuyendo a medida que aumenta el nivel de estrés hídrico al que está sometido el cultivo. De acuerdo al esquema anterior, el valor de evapotranspiración real (ETR) se halla a partir de su valor potencial (ETP) y del almacenaje inicial del suelo expresado como fracción de la capacidad de campo:

$$ETR / ETP = ALM / CC$$

... donde

ETR es la evapotranspiración real del cultivo
ETP es la evapotranspiración potencial del cultivo
ALM es el almacenaje o contenido de agua en el suelo
CC es la capacidad de campo

Como la **evapotranspiración de referencia** se refiere al consumo hídrico de una pradera permanente, es decir, activa (verde) durante todo el año. Debe realizarse primeramente un ajuste relacionado con el consumo de agua **del cultivo particular**, que varía a lo largo de su ciclo con respecto al de una pradera, superándolo en algunos periodos (críticos) y permaneciendo por debajo en otros, dependiendo de su desarrollo fisiológico. Es necesario entonces conocer el requerimiento hídrico de cada cultivo particular a lo largo de su ciclo, con respecto al de referencia.

A la relación entre el consumo de un cultivo y el de una pradera permanente se lo denomina **coeficiente de cultivo** (K_c). A continuación mostramos un ejemplo de los valores de este coeficiente para distintas etapas fenológicas de un maíz de ciclo largo sembrado el 10 de septiembre. $K_c = 1$ indica consumo igual al de una pradera; en los periodos críticos el consumo del cultivo supera al de la pradera ($K_c > 1$).

MAÍZ (CICLO LARGO)			PERGAMINO		
FASE	ETAPA	KC	DDS	JULIANO	FECHA
0	SIEMBRA	0.4	0	253	10-Sep
1	EMERGENCIA	0.5	13	266	23-Sep
2	FIN FASE JUVENIL	0.8	42	295	22-Oct
	INICIO FLORACIÓN	0.9	47	300	27-Oct
3	20 DÍAS PRE-FLORACIÓN	1.1	71	324	20-Nov
	FLORACIÓN (ANTESIS)	1.2	91	344	10-Dic
4	10 DÍAS POST-FLORACIÓN	1.05	101	354	20-Dic
5	INICIO LLENADO DE GRANOS	0.9	103	356	22-Dic
6	MADUREZ FISIOLÓGICA	0.6	144	32	01-Feb
	COSECHA	0.4	154	42	11-Feb

Los **excesos hídricos** suelen mantenerse por algunos días en superficie luego de lluvias muy abundantes. En algunos lotes los excesos se ven retenidos debido a que el suelo ya no es capaz de absorberlo, debido a que se halla en capacidad de campo, y tampoco se eliminan rápidamente por escurrimiento superficial, debido a limitaciones en las condiciones naturales de drenaje. Los valores diarios de exceso se calculan como el **excedente de agua** con respecto al contenido máximo posible, es decir, la capacidad de campo. Es necesario conocer un valor inicial de excesos, que a la siembra es en general cero, ya que de otra forma la misma no se realiza por falta de piso, y se esperan mejores condiciones.

El valor de la **precipitación diaria** es muy variable aún entre puntos muy cercanos, digamos unos 20 km, en especial en verano. Ésta es la variable meteorológica cuya estimación incorpora mayor error en los resultados. En este caso se consideran sólo datos de precipitación diaria provenientes del SMN y del INTA en localidades referentes de cada una de las zonas que involucra el presente seguimiento.

El **escurrimiento superficial** es la parte de la precipitación que no ingresa al suelo debido a que el mismo no es perfectamente permeable. También el modelo estima un paulatino escurrimiento de los excesos eventualmente acumulados en superficie luego de lluvias intensas. En cada zona se se parametrizará el escurrimiento superficial según una adaptación del método de Warrilow y otros (1986), propuesto para este fin por Thomas y Henderson-Sellers (1991):

$$ESC = CE * (PP + EXC) * \exp [-CI / (PP + EXC)] \quad \text{si } EXC \neq 0 \text{ ó } PP \neq 0$$

$$ESC = 0 \quad \text{si } EXC = 0 \text{ y } PP = 0$$

... donde

CE = coeficiente de drenaje

PP = precipitación del día

EXC = exceso del día anterior

CI = capacidad de infiltración = CC - ALM del día anterior

Es decir, habrá escurrimiento superficial cuando llueva o cuando puedan seguir desagotando excesos generados en días previos. Si no se registran precipitaciones o no hay excesos preexistentes, entonces el escurrimiento superficial es nulo.

El **coeficiente de drenaje** (CE) será igual a 1 para terrenos perfectamente drenados, y se acercará a 0 en áreas sin drenaje. Las categorías intermedias de drenaje (regular, pobre, etc) corresponderán a valores intermedios de CE. Los valores de “escurrimiento” asociadas a las cartas de suelo 1:50.000 son cualitativos y se les asigna un valor cuantitativo entre 0 y 1 dependiendo de esta clasificación convencional.

La **percolación o drenaje profundo** es la cantidad de agua que atraviesa la capa superficial del terreno y se interna en profundidades más allá del horizonte de exploración radicular. Este término es de orden menor al escurrimiento superficial en áreas bien drenadas de la región pampeana, pero no es así para zonas con dificultades de drenaje, donde predomina la infiltración sobre el escurrimiento.

Existe un almacenaje “umbral” (UI) tal que con contenidos de agua menores el drenaje gravitacional (percolación profunda) cesa por completo. Este umbral se halla entre el punto de marchitez permanente PMP y la capacidad de campo CC. Si no se dispone información precisa sobre este umbral (lo que es lo más frecuente) el modelo toma un valor medio entre PMP y CC:

$$UI = PMP + 0.5 * CC$$

A su vez, la percolación disminuirá desde un valor máximo, cuando $ALM = CC$, y un valor nulo cuando $ALM = UI$. La magnitud de la percolación dependerá de cada suelo, siendo menor cuanto mayor sea su contenido de arcilla. Según el modelo propuesto por Noilhan y Lacarrere (1995), puede determinarse un coeficiente de percolación CP como sigue:

$$CP = 5.32 * X^{-1.042} / Y$$

donde...

CP = coeficiente de percolación o infiltración profunda

X = porcentaje de arcilla

Y = profundidad considerada

Así se llega a la siguiente expresión:

$$\begin{array}{ll} PER = CP * (ALM - UI) & \text{si } ALM > UI \\ PER = 0 & \text{si } ALM < UI \end{array}$$

Resta detallar a continuación el requerimiento de información de entrada para la realización del cálculo del índice de estrés hídrico (SI).

Datos utilizados

Las variables meteorológicas diarias necesarias para alimentar este algoritmo son:

- Precipitación
- Temperatura máxima
- Temperatura mínima
- Humedad relativa

- Velocidad del viento
- Heliofanía o nubosidad

Los parámetros necesarios para cada tipo de suelo son:

- Capacidad de campo
- Punto de marchitez permanente
- Tipo de escurrimiento
- Porcentaje de arcilla
- Porcentaje de limo
- Porcentaje de arena
- Porcentaje de materia orgánica
- Profundidad máxima de exploración radicular

Si no se dispone de valores de CC y PMP, los mismos se calculan según el método de Ritchie.

La información acerca del cultivo modelado debe contener:

- Fecha de siembra
- Fecha estimada de cosecha
- Duración aproximada de cada etapa fenológica
- Profundidad radicular en cada etapa fenológica
- Consumo hídrico en cada etapa fenológica

Lic. Adriana B. Basualdo
adrianabasualdo@ciudad.com.ar

Bibliografía

Alippe, H.A. y Brinnand, R.N., 1979.- Distribución y dinámica de la biomasa subterránea de un pastizal natural de la depresión del Salado (prov. de Buenos Aires). Cátedra de Fisiología Vegetal de la Facultad de Agronomía de la U.B.A

Burgos, J.J., 1969 "El Clima de la Provincia de Buenos Aires en relación con la vegetación natural y el suelo". En "Flora de la Provincia de Buenos Aires" por A.L. Cabrera (director). Colección Científica. Tomo IV. Parte 1ra. Pág. 33-99. Ed. I.N.T.A. Buenos Aires.

Burgos, J.J y J.A. Forte Lay. 1978. Capacidad de almacenaje de agua en los suelos de la región pampeana. Taller Argentino - Estadounidense sobre Sequías. Mar del Plata. Buenos Aires.122-143.

Damario, E.A. y C. Cattáneo. 1982. "Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina por el método de Penman. Rev. Fac. Agr.: 3(3). Argentina.

Díaz, R.; G. Magrín; M. Trabaos; R. Rodríguez: "Climate change and its impact on the properties of agricultural soils in the Argentinean Rolling Pampas". Climate Research, Vol. 9:25-30, 1997

Fagioli, M.,1972.a.- Modalidades de utilización del agua profunda por el cultivo de pasto llorón, en un suelo regosol de la región semiárida pampeana. Rev. de Inv. Agrop. INTA serie 3 IX(2):61-70.

Fagioli, M.,1972.b.- Dinámica de la humedad y almacenamiento del agua de lluvia en el suelo en la región semiárida pampeana. IDIA (INTA) Octubre de 1972.

Falasca, S. y A. Ulberich. "Constantes hidrológicas edáficas en Gardey a escala 1:50000". IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. CLIMET IX – CONGREGMET VIII. Publicado en CD: Sesión Recursos Hídricos. Buenos Aires. Mayo del 2001.

Falasca, S; Ulberich, A y Bernabé, M. 2000. Cartografía geoambiental sobre limitantes edáficas para la actividad agrícola en el partido de Tandil Actas X Congreso Nacional de Cartografía. Instituto Geográfico Militar. Buenos Aires, 226-233.

FAO: Application of effective rainfall data in irrigation and grainage projects.

Forte Lay, J. A. y J. J. Burgos: "Verificación de métodos de estimación de la variación del almacenaje de agua en suelos pampeanos". Actas del Taller Argentino-Estadounidense sobre sequías (CONICET-NSF), realizado en Mar del Plata entre el 4 y el 8 de Diciembre de 1978. Editor J. J. Burgos. Buenos Aires, Argentina. Pág. 162-180. Noviembre de 1983.

Forte Lay, J. A. y Villagra, M. M.: "El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados". Actas del XI Congreso Nacional del Agua. Córdoba (Argentina). Tomo I, Aguas Superficiales 1. Pág. 89-119. Mayo de 1983.

Forte Lay, J. A.; Troha, A. y Villagra, M. M.: "Estudio de las variaciones del agua edáfica en pradera permanente, barbecho y cultivos estacionales". Actas de la IIIª Reunión Argentina de Agrometeorología. (AADA). Vaquerías, Córdoba (Argentina). Pág. 47-53. Marzo de 1987. Actas del XII Congreso Nacional del Agua, Mendoza (Argentina). Vol. Agroecología, Tomo II A, Pág. 181-202. 1985.

Forte Lay, J. A. y Troha, A. (1): "Distribución de probabilidad de valores de humedad edáfica". GEOACTA (AAGG). Argentina. Vol. 14, N° 1. Pág. 141-152. 1987.

Forte Lay, J. A. y Troha, A. (2): "Utilización de la función Beta para la estimación de probabilidades de humedad edáfica". Anales del V Congresso Brasileiro de Meteorologia. Río de Janeiro (Brasil). Vol. 1. Pág. 6-10. 7 al 11 de Noviembre de 1988.

Forte Lay, J. A. Y Troha, A.: "Evaluación de diferentes distribuciones teóricas de probabilidad de excesos de agua en el suelo". Rev. Geoacta (AAGG), Vol. 19, 21-36, 1992

Forte Lay J. A. y L. Spescha, 2001. "Método para la estimación de la climatología del agua edáfica en las provincias pampeanas de la Argentina" Revista Rada, primera edición 2001.

Grupta, S. y Larson, W.: Estimating soil water retention characteristics from particle analysis. Organic Matter Percent and Bulk Density. Water Res. 15 (6) 1633-1635, 1979

INTA y SAG y P. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina.

INTA-MAGyRR. 1978 a 1998. Cartas de suelos de la República Argentina. Escala 1;50000.

Hansen, J., and S. Lebedeff, 1987. "Global trends of measured air temperature". Journal Geophysics Res., 92,13 345-13 372.

Huff, F. A. Y W. L. Shipp, 1969. "Mesoscale spatial variability and midwestern precipitation". Journal of Applied Meteorology, 437-7.

Noilan J. and P. Lacarrere (1995): GCM grid-scale evaporation from mesoscale modelling. J. Climate, 8, 206-223.

Oke, T. R. 1978. Boundary Layer Climates. Methuen & Co, London and New York.

Pascale, Antonio J. y Edmundo A. Damario, 1977. "El Balance Hidrológico Seriado y su utilización en estudios agroclimáticos". Revista de la Facultad de Agronomía (3a época), 53 (1-2) : 15-34 LaPlata. Argentina

Pascale, Antonio J. y Edmundo A. Damario, 1983. "El Balance Hidrológico Seriado y su utilización en estudios agroclimáticos". Rev. Fac. Agron., 4(2):141-183.

Pearson, K. 1948. "Table of the Incomplete Beta function". Biometrika. University College. London.

Ravelo, A.C. y W.L. Decker. 1979. "The probability distribution of a soil moisture index". Agricultural Meteorology. 20:301-312.

Ritchie, J.T. 1983. Eficiencia del uso del agua en regiones templadas. X Congreso Argentino y VII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Buenos Aires. 65-83.

Ritchie, J.T; L. F. Ratliff and D. K. Cassel. 1987. Soil laboratory data, field descriptions and field measuring soil water limits for soils of the united States. Agr. Soil Survey. Technical Bulletin. USDA.

Sanchez Palomares, O y Blanco, A. 1985. Un modelo de estimación del equivalente de humedad de los suelos. Montes N° 4, p 26-30. Madrid.

SAGyP y C.F.A. 1995. El deterioro de las tierras en la República Argentina. Alerta Amarillo. Buenos Aires. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca. 284 pp.

Shen, Samuel S. P., Peter Dzikowski , Guilong Li y Darren Griffith, 2001. "Interpolation of 1961-97 Daily Temperature and Precipitation Data onto Alberta Polygons of Ecodistrict and Soil Landscapes of Canada". Journal of Applied Meteorology. Vol 40, 2162-2177.

Travaso, M. y Suero, E. 1994. Estimación de la capacidad de almacenaje de agua de los suelos del sudeste boanerense. Boletín Técnico N°125. INTA.

Troha, A. y Forte Lay, J.A., 1990. "Estimación de la humedad edáfica mediante distintos métodos de balance hidrológico diario". GEOACTA (AAGG). Argentina. Vol. N° 17. N° 1. Pág. 69-78.

Thorntwaite, C.W. and J.R. Mather, 1955. "The water balance". Publications in Climatology VIII, (1) :104 p. Drexel Inst. of Tech., New Jersey. USA.

Thomas G. y A. Henderson-Sellers (1991): An evaluation of proposed representations of subgrid hydrologic processes in climate models. Journal of Climate, Vol. 4, 898-910.

Vargas, W.: "Atlas de excesos y deficiencias de humedad en la región húmeda y semiárida argentina" CIBIOM-CONICET, Buenos Aires, 1982

Warrilow, D.; A. Sangster y A. Silingo (1986): Modelling of land-surface processes and their influence on European climate. DCTN 38, Bracknell, Berkshire, 92 pp.