

# MODELO DE SIMULACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO EN SUELOS CON FREÁTICA POCO PROFUNDA

AMÉRICO DEGIOANNI; JOSÉ CISNEROS; ALBERTO G CANTERO & HORACIO VIDELA

Facultad de Agronomía y Veterinaria. Universidad Nacional de Río Cuarto. Ruta 36 Km 601. X5804BYA Río Cuarto. Argentina. Email: adegioanni@ayv.unrc.edu.ar (contacto), Email: jcisneros@ayv.unrc.edu.ar  
Email: acantero@ayv.unrc.edu.ar

Recibido: 00/00/00

Aceptado: 00/00/00

## RESUMEN

Los suelos con capa freática poco profunda poseen mayor probabilidad de ser afectados por anegamiento. La predicción de la oscilación temporal del nivel freático constituye una importante herramienta para valorar el riesgo de ocurrencia de tal proceso. El objetivo de este trabajo es presentar los fundamentos teóricos, la estructura operativa y la capacidad predictiva del modelo de simulación del balance hídrico Freat. I. El modelo se fundamenta en el cálculo de la transferencia de agua entre la atmósfera, el perfil del suelo, la vegetación y la capa freática. Los procesos de transferencia simulados son: escurrimiento superficial saliente, ascenso del nivel freático por efecto de la lluvia neta y del escurrimiento subterráneo entrante y descenso del nivel freático por efectos del escurrimiento subterráneo saliente, evaporación, ascenso capilar desde la capa freática y transpiración de la vegetación. Se evalúan los resultados de su aplicación en un *Haplustol udorténtico* y en un *Natralbol típico* ambos con freática oscilando a menos de tres metros de profundidad. El error de predicción estimado como la raíz del error cuadrático medio entre registros freáticos observados y simulados es menor de 15 cm para ambos suelos. Se concluye que el modelo resulta apropiado para predecir oscilaciones temporales de capa freática y evaluar el riesgo de inundación por anegamiento en suelos con capa freática cercana a la superficie.

**Palabras clave.** Capa freática, anegamiento, *Haplustol*, *Natralbol*.

## WATER BALANCE SIMULATION MODEL IN SHALLOW WATER TABLE SOILS

### ABSTRACT

Soils with shallow water table have greater probability of being affected by waterlogging. The prediction of the water table depth temporal oscillation is an important tool to assess the risk of occurrence of such processes. The goal of this paper is to present the theoretical foundations, operative structure and predictive capacity of the water balance simulation model Freat. I. This model is based on the calculus of water transference between atmosphere, soil profile, vegetation and water table. The simulated processes are: outgoing runoff, water table level rise due to net rainfall values and the incoming underground runoff, water table level descent due to underground outgoing runoff, evaporation, capillary rise from the water table and vegetation transpiration. We present the results of its application on *Udortentic Haplustoll* and *Typic Natralboll* soils with a water table oscillating above three meters depth. The prediction error when indicated as the root of the quadratic error between observed and simulated watertable records reached values minor of 15 cm for both soils. The simulation model turns out to be appropriate to predict temporal oscillations of the water table depth and to evaluate the risk of soil waterlogging.

**Key words.** Water table, waterlogging, *Haplustoll*, *Natralboll*.

## INTRODUCCIÓN

El sur de la provincia de Córdoba es afectado por recurrentes eventos de inundaciones causando importantes pérdidas económicas en la producción agropecuaria y en la infraestructura pública y privada (Cantero *et al.*, 1998). Esta región, de aproximadamente un millón de hectáreas, se caracteriza por ser una llanura de relieve muy plano, con muy lento traslado superficial del agua y suelos

afectados por una capa freática superficial (INTA-SAGyRR, 1987) con diferente nivel de salinidad. En ambientes con estas características, el proceso de inundación por anegamiento es regulado principalmente por la evolución temporal de las componentes verticales del balance hídrico (Degioanni, obs. pers.) donde la dinámica de la freática puede influir sobre el incremento del escurrimiento superficial al saturar el perfil del suelo cuan-

do se eleva hacia la superficie del mismo (Devonec y Barros, 2002).

En el sur de Córdoba, las oscilaciones de la capa freática tienen una elevada correlación con el balance hídrico local y su predicción, en cortos períodos de tiempo, es un excelente indicador del riesgo de anegamiento y salinización de los suelos (Degioanni, obs. pers.). En consecuencia, la utilización de modelos numéricos del balance hídrico que simulen los procesos de escurrimiento, evaporación y transpiración de la cubierta vegetal resultan una adecuada herramienta de análisis y predicción de la dinámica del balance hídrico y su efecto en la oscilación de la profundidad de la capa freática.

Cisneros (1994) desarrolló un modelo conceptual y estadístico para predecir las oscilaciones del nivel freático en función del balance hídrico local y las relaciones entre las fluctuaciones y salinidad de la capa freática con la vegetación y las propiedades hidrofísicas de suelos salinos y alcalinos en el sur de Córdoba (Cisneros *et al.*, 1997). Existen diferentes modelos numéricos que incluyen en la simulación fluctuaciones temporales del nivel freático tales como MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988), MIKESHE (Refsgaard & Store, 1995), DRAINMOD (Skaggs, 1982), Visual Balan (Samper *et al.*, 1999) y SWAGSIM (Prathapara *et al.*, 1996). Si bien la oferta de modelos es variada, dado el carácter comercial de la mayoría de los programas y la dificultad de calibración que suelen presentar por la falta de datos que son requeridos para operarlos, se optó por adaptar un modelo mecánico del balance hídrico de paso diario con especial énfasis

en la simulación de la oscilación del nivel freático y calibrarlo para suelos representativos del sur de Córdoba. En tal sentido, el objetivo de este trabajo es presentar los fundamentos teóricos, la estructura operativa y evaluar el error predictivo de la oscilación del nivel freático del modelo de simulación del balance hídrico Freat.1.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Fundamentos teóricos y estructura operativa

El modelo se fundamenta en el cálculo de la transferencia de agua entre la atmósfera, el perfil del suelo y la capa freática. Los procesos de transferencia simulados son: escurrimiento superficial, ascenso del nivel freático por efecto de la lluvia neta ingresada al perfil del suelo y por el escurrimiento subterráneo entrante y descenso del nivel freático por los efectos del escurrimiento subterráneo saliente, la evaporación, ascenso capilar desde la capa freática y la transpiración del estrato vegetal (Figura 1). El modelo simula los cambios del contenido hídrico del suelo y las fluctuaciones del nivel freático en forma diaria a profundidades menores que la definida por el límite inferior del perfil del suelo.

En su faz operativa el modelo Freat.1 se estructura en cinco módulos que son: climático, escurrimiento superficial, ascenso del nivel freático, descenso del nivel freático y transpiración. Está programado en Visual Basic para aplicaciones de la planilla de cálculos Excel:

*Módulo climático:* este módulo calcula tres variables climáticas diarias: radiación solar, déficit de presión de vapor de agua del aire y evapotranspiración potencial. Las dos primeras son usadas para

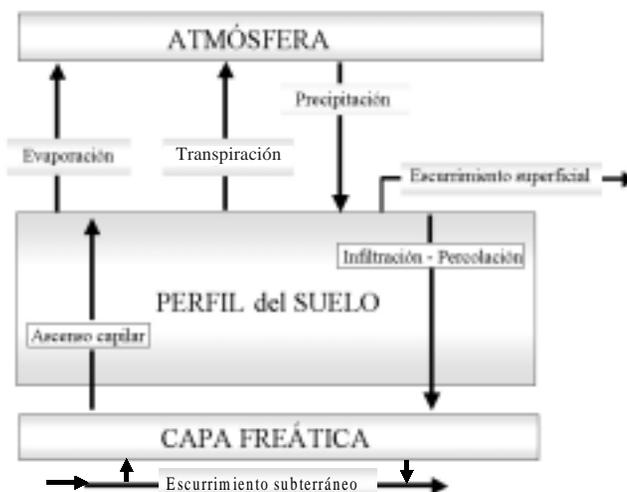


Figura 1. Esquema conceptual del balance hídrico del modelo Freat.1.

Figure 1. Water balance conceptual scheme of Freat.1 model.

el cálculo de la evapotranspiración potencial y esta a su vez, es utilizada en los cálculos de la evaporación y transpiración real.

La radiación solar global diaria, de no ser suministrada como dato de entrada, es estimada de acuerdo a la ecuación propuesta por Bristow & Campbell (1984) que utiliza los datos de temperatura diaria máxima y mínima para el cálculo de esta variable. El déficit de presión de vapor de agua en el aire medio diario se estima como el 66% del déficit de vapor máximo diario. Este cálculo se fundamenta en el supuesto de que el aire alcanza la máxima y mínima saturación de vapor de agua con la mínima y máxima temperatura diaria respectivamente. La evapotranspiración potencial es calculada a partir de la ecuación propuesta por Penman Monteith (Monteith & Unsworth, 1990; Campbell & Norman, 1998).

**Módulo escurrimiento superficial:** el cálculo del escurrimiento superficial se efectúa a través del modelo de la Curva Número (Soil Conservation Service, 1975). El módulo calcula la lámina escurrida para cada lluvia del período simulado de acuerdo al número de curva seleccionado. El valor de la lámina escurrida se resta a la lluvia diaria definiendo, de esta forma, la lluvia neta que ingresa al perfil del suelo.

**Módulo ascenso del nivel freático:** este módulo simula la transferencia de agua desde el horizonte superficial hasta los horizontes profundos del suelo y eventualmente hasta la capa freática. Si bien este proceso está regulado por la conductividad hidráulica saturada de cada horizonte, este parámetro que no fue considerado por el modelo a los fines de simplificar los datos requeridos para operar el mismo. Para resolver la transferencia vertical descendente de agua, se utiliza el modelo de cascada (Royce, 1970) que resuelve una secuencia de pasos con una meta definida y que cumplida la misma, contribuye a satisfacer las metas de los pasos subsiguientes. Sobre esta base teórica y en el caso del proceso de transferencia de agua en el perfil, el agua pasa directamente de horizonte en horizonte una vez que se alcanza la máxima capacidad de retención hídrica de cada uno.

De esta manera, el volumen de agua que infiltra en el perfil por lluvia neta percola distribuyéndose entre los horizontes del suelo desde la superficie hasta los horizontes más profundos. En cada horizonte, el contenido de agua se incrementa hasta alcanzar la máxima capacidad de retención hídrica del mismo. El exceso, se transmite hacia el horizonte subyacente y así sucesivamente hasta agotar el volumen de agua ingresado al perfil. De esta forma, la transferencia de agua entre horizontes puede alcanzar la freática.

Cuando los horizontes suprayacentes a la freática alcanzan su máxima capacidad de retención, el volumen de agua remanente satura el espacio poroso del suelo y contribuye al ascenso de la freática hacia la superficie del suelo. Si la recarga persiste, la capa freática asciende hasta la superficie y el flujo remanente es sumado al escurrimiento superficial. En este caso, todo el perfil del suelo se encuentra saturado (anegado).

El cálculo de la máxima capacidad de retención de agua de cada horizonte se realiza mediante una función de pedotransferencia (Campbell, 1985) que utiliza como parámetros de entrada el contenido de arcilla, de limo y la densidad aparente.

El ascenso del nivel freático también puede ocurrir por el aporte de un flujo subterráneo entrante al sistema. En tal sentido, el modelo permite definir dicho flujo ( $\text{mm día}^{-1}$ ) que se traduce directamente en una elevación de la capa freática equivalente al valor ingresado que es constante durante el período simulado.

**Módulo descenso del nivel freático:** este módulo simula el ascenso capilar mediante el cálculo de la transferencia de agua desde el suelo hacia la atmósfera a través del proceso de evaporación desde el horizonte superficial del suelo y el ascenso capilar desde la freática. El modelo asume que la evaporación se produce principalmente desde una capa superficial que es la más dinámica en cuanto a su variación de contenido hídrico. Esta dinámica se debe a que los primeros centímetros del suelo son los más expuestos al ingreso de energía y a los procesos de humedecimiento-desechamiento. Cuando esta capa se encuentra húmeda provee suficiente humedad al proceso de evaporación entonces, el proceso es limitado por la demanda atmosférica. Por el contrario, cuando la capa se seca, la conductividad hidráulica es severamente reducida y la cantidad de agua perdida por evaporación se reduce drásticamente.

En esta situación la evaporación es limitada principalmente por la capacidad del suelo para proveer agua a la superficie evaporante.

En caso de que exista una capa freática cercana a la superficie, esta puede proveer agua a la capa superficial del suelo y satisfacer total o parcialmente la demanda atmosférica. Esta capacidad de proveer humedad para satisfacer la demanda depende de la distancia de la capa freática a la superficie y de las características hidráulicas del perfil del suelo. Por lo tanto, la pérdida de agua por evaporación desde la capa freática regula el nivel de esta aumentando su profundidad. Sobre la base de lo expuesto, el modelo contempla dos procesos para estimar la cantidad total de agua que se transfiere a la atmósfera por evaporación: el que se produce en la capa superficial del suelo (superficie evaporante) y el que aporta agua desde la capa freática a la superficie evaporante (ascenso capilar).

El modelo asume que la cantidad de agua perdida desde el primer horizonte del suelo, (generalmente una capa de espesor de 10 a 15 cm) es determinada por la demanda atmosférica (evapotranspiración potencial) y el contenido hídrico de dicha capa. Cuando el contenido hídrico es superior al punto de marchitez permanente la evaporación es igual a la evapotranspiración potencial. En caso que dicha capa posea un contenido hídrico menor al punto de marchitez permanente, el flujo de evaporación será menor a la evapotranspiración potencial y estará regulado por las propiedades hídricas de la capa u horizonte. Cuando ello ocurre, la transferencia de agua hacia la atmósfera desde la primera capa se estima de acuerdo a la siguiente ecuación (Campbell & Stockle, 1993):

$$E_s = ETP * (1 - fi) * \left( \frac{\theta_a - \theta_{sa}}{\theta_{pmp} - \theta_{sa}} \right)^2 \quad [1]$$

$E_s$ : Evaporación desde la superficie del suelo (mm),  $ETP$ : Evapotranspiración potencial (mm),  $fi$ : fracción de interceptación de la radiación incidente (adimensional),  $\theta_a$ : contenido hídrico a punto de marchitez permanente ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_{pmp}$ : contenido hídrico actual ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_{sa}$ : contenido hídrico del suelo seco al aire ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) (equivalente a un tercio del contenido hídrico a punto de marchitez permanente).

La fracción de la radiación incidente interceptada por la cobertura superficial ( $fi$ ) ha sido incorporada para poder simular el efecto reductor del material vegetal muerto (broza, rastrojo) o del estrato vegetal sobre la tasa de evaporación. Este valor es 0 para suelos desnudos y 1 para suelos con 100% de cobertura. Tanto en el caso de que el contenido de agua de la primera capa sea superior o inferior al punto de marchitez permanente, la tasa de evapo-

ración está limitada por la demanda atmosférica y por la cantidad de agua disponible a ser evaporada.

Si la pérdida de agua por evaporación desde la primera capa no satisface la demanda atmosférica, el modelo comprueba si la capa freática es capaz de suministrar a la superficie evaporante agua adicional. Para ello, se estima un flujo potencial de agua desde la capa freática hacia la superficie mediante la ecuación [2] que es una derivación de la ley de Darcy combinada con una estimación de la conductividad hidráulica no saturada en función del potencial mátrico (Campbell & Norman, 1998):

$$q_s = 2Ks * \left( \frac{\Psi_e}{z} \right)^{2+\frac{3}{b}} \quad [2]$$

$q_s$ : flujo de agua ascendente ( $m s^{-1}$ ),

$Ks$ : conductividad hidráulica saturada ( $m s^{-1}$ ),

$\Psi_e$ : potencial de entrada de aire (m),  $b$ : parámetro de homogeneidad textural (adimensional),  $z$ : profundidad (m).

El potencial de entrada de aire se define según la siguiente ecuación [3] propuesta por Campbell y Norman (1998):

$$\Psi_e = \Psi_{cc} \left( \frac{\theta_{cc}}{\theta_s} \right)^b \quad [3]$$

$\Psi_e$ : potencial de entrada de aire (m),

$\Psi_{cc}$ : potencial agua a capacidad de campo (m),

$\theta_{cc}$ : contenido hídrico a capacidad de campo ( $m^3 m^{-3}$ ),  $b$ : parámetro de homogeneidad textural (adimensional),  $\theta_s$ : contenido hídrico a saturación ( $m^3 m^{-3}$ )

Las fracciones de arcilla y limo y la densidad aparente por horizonte son datos de entrada que requiere el modelo para estimar el parámetro  $b$ , el potencial de entrada de aire y la conductividad hidráulica saturada de acuerdo a relaciones sugeridas por Campbell (1985).

El flujo potencial ascendente de agua desde la capa freática hacia la superficie del suelo se estima para condiciones hidráulicas homogéneas de suelo. Para suelos heterogéneos en cuanto a sus propiedades hidráulicas, se estiman valores promedios de  $Ks$ ,  $b$  y  $He$  para la porción del perfil comprendida entre la capa freática y la superficie. Los promedios se estiman mediante una ponderación por espesor de las diferentes capas u horizontes que componen esa porción del perfil.

Definido el flujo de ascenso capilar que se transfiere a la atmósfera por evaporación en un día, el modelo actualiza la profundidad de la capa freática y el contenido hídrico de cada horizonte para volver a recalcular el flujo de ascenso al día siguiente hasta el punto que la capa freática no se encuentra más a profundidad crítica. A partir de esta situación la pérdida de agua puede seguir por transpiración de estrato vegetal o por escurrimiento subterráneo saliente. El flujo subterráneo saliente se simula de igual forma que el flujo entrante: se ingresa al modelo un valor negativo ( $mm día^{-1}$ ) que se traduce directamente en un descenso de la capa freática equivalente al valor ingresado durante el período simulado.

**Módulo transpiración:** este módulo calcula la transpiración para un estrato vegetal y el resultado es una salida o pérdida de agua del sistema. La tasa de transpiración puede estar limitada por condiciones atmosféricas o por la condición hídrica del suelo. En el primer caso, la transpiración potencial es calculada según la proporción de evapotranspiración potencial en función de la fracción de radiación que es interceptada por el estrato vegetal según la ecuación [4] y asume que el suelo provee de agua al estrato vegetal sin limitaciones:

$$T_p = fi * ETP \quad [4]$$

$T_p$ : transpiración (mm),  $ETP$ : Evapotranspiración potencial (mm),  $fi$ : fracción de intercepción de la radiación incidente (adimensional).

En caso que la transpiración esté limitada por la condición edáfica, el modelo asume que la máxima transpiración posible, que es un parámetro propio del estrato vegetal, disminuye linealmente desde un estado en que el potencial agua del suelo es igual a cero (saturado) hasta un punto mínimo donde el potencial agua del suelo es equivalente al punto de marchitez permanente. Este flujo por transpiración se calcula según la ecuación [5] propuesta por Campbell & Stockle (1993):

$$T_p = T_{max} * fi * \left( 1 - \frac{\Psi_a}{\Psi_{pmp}} \right) \quad [5]$$

$T_p$ : transpiración (mm),  $T_{max}$ : tasa de transpiración máxima del estrato vegetal (mm),  $fi$ : fracción de intercepción de la radiación incidente (adimensional),  $\Psi_{pmp}$ : potencial hídrico a punto de marchitez permanente (m),  $\Psi_a$ : potencial agua actual del perfil de enraizamiento (m).

El modelo calcula la tasa de transpiración diaria que se transfiere a la atmósfera en función de la transpiración máxima posible y a una profundidad de enraizado del estrato vegetal constante durante todo el período simulado y actualiza diariamente el contenido hídrico de cada horizonte.

## Condiciones experimentales

El sitio experimental se localiza próximo a la población de Villa Rossi (34° 18' - 63° 16' de latitud sur y longitud oeste, respectivamente), Departamento Presidente Roque Sáenz Peña, provincia de Córdoba. El registro de las variables climáticas del área se efectúa mediante una estación meteorológica ubicada en el sitio experimental. Las variables son registradas con frecuencia diaria, la unidad de medida y sensores utilizados son los siguientes: radiación solar global ( $Mj m^{-2}$ ) medida con un piranómetro, temperatura del aire ( $^{\circ}C$ ) medida con una termocupla, velocidad del viento ( $m s^{-1}$ ) medida con un velocímetro de cazoletas y lluvia (mm) medida con pluviógrafo vaso basculante. Todos los sensores son controlados y monitoreados mediante un 'datalogger' que almacena los datos. Con frecuencia mensual se realiza la recolección de los mismos mediante una computadora portátil. Se insta-

laron dos freatímetros para el registro manual de la oscilación temporal de la profundidad de la capa freática.

Los suelos del sitio experimental corresponden a polipedones identificados en la Carta de Suelos de República Argentina Hoja Laboulaye (INTA-SAGyRR, 1987). Se realizó la descripción morfológica de campaña para identificar las Series y definir los parámetros de ingreso al modelo; profundidad de cada horizonte, contenido de arcilla y limo (según datos analíticos de la carta de suelos) y densidad aparente medida con el método del cilindro (Klute & Dirksen, 1986).

El suelo localizado en posiciones topográficas de lomas planas y ligeramente onduladas, es un *Haplustol udorténtico*, franca gruesa-Serie Laboulaye. Es un suelo bien a algo excesivamente drenado y se ha desarrollado a partir de sedimentos loésicos de textura franco arenosa. Los primeros 25 cm (horizonte A) es de color pardo grisáceo oscuro, franco arenoso, estructura en bloques subangulares medios, finos y débiles; friable en húmedo y moderado contenido de materia orgánica. Continúan 20 cm de un horizonte transicional (AC) para llegar al material originario (horizonte C) a los 45 cm de profundidad. Este último horizonte es de textura franca arenosa y estructura masiva. La capa freática en estos suelos por lo general oscila a profundidades mayores a los dos metros. En la Tabla 1 se presenta los parámetros morfológicos de la Serie Laboulaye que se ingresan al modelo Freat.1.

Tabla 1. Parámetros morfológicos de la Serie Laboulaye requeridos por el modelo Freat.1.

Table 1. Morphologic parameters of Laboulaye Series required by Freat.1 model.

Horizonte	Profund. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	DA (Mg/m <sup>3</sup> )
A	0-25	13,9	28,8	1,30
AC	25-45	13,1	25	1,41
C	45-350	11	23	1,35

En posiciones topográficas muy planas a ligeramente deprimidas con escurrimiento superficial lento, el suelo dominante es un *Natralbol típico*, franca gruesa-Serie Rosales. Este suelo, desarrollado sobre materiales loésicos de textura franco arenosa, es imperfectamente drenado y presenta alcalinidad sódica a partir de los 45 cm de profundidad. Los primeros 30 cm (horizonte A) son de color pardo grisáceo oscuro, franco arenoso, estructura en

bloques subangulares, medios y débiles y con buen contenido de materia orgánica. Continúa un horizonte (E) con signos de lavado del coloide órgano mineral, de color más claro que el horizonte suprayacente y estructura en bloques muy débiles a masiva. A partir de los 45 cm de profundidad se ha desarrollado un horizonte nátrico, alcalino, de textura franco arenosa a franco arcilla arenosa, estructura semicolumnar y prismas moderados. El material de origen (horizonte C) se encuentra a partir de los 85 cm de profundidad con una transición gradual de 25 cm desde el horizonte nátrico (horizonte BC). Este suelo presenta moteados medios y sobresalientes en todo el perfil a partir de los 45 cm de profundidad siendo más abundantes en el horizonte nátrico. La capa freática oscila entre uno y dos metros de profundidad aportando agua y sales al perfil por capilaridad. En la Tabla 2 se presentan los parámetros morfológicos que se ingresan al modelo de simulación Freat.1.

Tabla 2. Parámetros morfológicos de la Serie Rosales requeridos por el modelo Freat.1.

Table 2. Morphologic parameters of Rosales Series required by Freat.1 model.

Horizonte	Profund. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	DA (Mg/m <sup>3</sup> )
A1	0-15	11,7	30,7	1,36
A2	15-30	11,7	30,7	1,44
E	30-45	6,2	28,5	1,36
Bt <sub>na</sub>	45-65	18,9	23,6	1,43
BC	65-85	11,5	22,6	1,42
C	85-250	9,2	22,7	1,4

Para evaluar el error predictivo del modelo, se estimó la raíz de error cuadrático medio (Willmott, 1982) y el coeficiente de correlación entre registros freatimétricos simulados y observados en cada suelo.

Para efectuar la calibración del modelo se procedió a simular el balance hídrico para cada individuo suelo por un período de 578 días (desde 1/1/2003 al 31/7/2004) a partir de los datos climáticos registrados, los parámetros edáficos definidos de cada serie y asumiendo una condición de cubierta vegetal herbácea anual para la serie Laboulaye y perenne para la serie Rosales. Se realizaron diferentes corridas del modelo hasta alcanzar el menor error de predicción en la oscilación temporal de la profundidad de la capa freática quedando así definidos los parámetros de calibración del mismo (Tabla 3).

Tabla 3. Parámetros de calibración del modelo Freat.1.

Table 3. Calibration parameters of Freat.1 model.

	Serie Laboulaye	Serie Rosales
Curva número	70	75
Cobertura del suelo (%)	45	60
Máxima profundidad enraizado (cm)	100	60
Tasa de transpiración máxima (mm)	12	12
Fracción de interceptación de radiación ( <i>f</i> )	0,35	0,6
Coefficiente de homogeneidad textural del perfil ( <i>b</i> )	1,8	2,01
Escurrimiento subterráneo entrante (mm/día)	0	0,5

La validación del modelo se realizó mediante la simulación del balance hídrico para cada suelo por un período de 266 días (desde 9/12/2004 hasta el 31/8/2005) utilizando los parámetros obtenidos en la etapa de calibración (Tabla tres).

## RESULTADOS

Durante el período simulado para la calibración del modelo, la lluvia registrada fue de 880 mm y la evapotranspiración potencial calculada fue de 1.331 mm.

Los resultados del balance hídrico simulado (Tabla 4) indican un balance negativo para la Serie Laboulaye con un déficit de 54 mm al final del período simulado siendo la evapotranspiración real la mayor pérdida de agua del suelo (un 96% del ingreso). En este suelo no fue necesario introducir valores de flujo subterráneo (entrante o saliente) para influir sobre la oscilación de la capa freática por lo que hace suponer que dichas variaciones respondieron principalmente a la evolución de las componentes verticales del balance hídrico.

Para la Serie Rosales, hubo que introducir un aporte por flujo subterráneo de 0,5 mm día<sup>-1</sup> para lograr una oscilación aceptable del nivel freático simulado. En tal sentido, el ingreso de agua al perfil totalizó 1.021 mm (732 mm de lluvia neta y 289 mm de flujo subterráneo entrante). De este ingreso el 84% se perdió como evapotranspiración y el balance final indica un resultado positivo de 39 mm. Estos resultados son los obtenidos al alcanzar el menor error predictivo. Para la Serie Laboulaye el error cuadrático medio es de 14 cm y  $r$ : 0,80 mientras que para la Serie Rosales el error cuadrático medio es de 16,3 cm y  $r$ : 0,83.

En cuanto a la evolución temporal de la oscilación de la capa freática se observa la misma tendencia en ambos suelos (Figuras 2 y 3) aunque en la Serie Rosales la freática oscila a menor profundidad.

En general, se observa que durante los primeros cuatro meses del período simulado (enero-abril) hay descenso del nivel y es coincidente con la estimación de un balance hídrico deficitario: la diferencia entre la lluvia y evapotranspiración real promedio acumulada para ambos suelos en el período es de -160 mm. Luego le sigue un leve descenso (mayo-septiembre) coincidente también con un período de balance hídrico deficitario pero de menor magnitud: -60 mm, para descender fuertemente en el período siguiente (octubre-marzo del año siguiente) donde el balance hídrico acumulado es fuertemente negativo: -200 mm. Se inicia luego un ciclo de recuperación del nivel freático (abril-junio) producto de las lluvias otoñales que determinaron un balance hídrico positivo de 195 mm promedio para ambos suelos durante los últimos cinco meses simulados.

La simulación realizada durante el período seleccionado para la validación del modelo, arrojó un balance hídrico deficitario (medido como la diferencia de contenido hídrico del perfil del suelo entre el inicio y fin del período simulado) en el orden de -170 mm para la Serie Rosales y -212 mm para la serie Laboulaye. Este balance, ocurre para una lluvia de 675 mm y una evapotranspiración real promedio para ambos suelos de 876 mm.

Obviamente que este resultado produjo un incremento en la profundidad del nivel freático en ambas situaciones simuladas (Figuras cuatro y cinco).

Tabla 4. Balance hídrico estimado con el modelo Freat.1.

Table 4. Water balance calculated with Freat.1 model.

	Serie Laboulaye (mm)	Serie Rosales (mm)
Lluvia observada	880	880
Evaporación	466	583
Transpiración	380	399
Escurrecimiento superficial saliente	88	148
Escurrecimiento subterráneo entrante	0	289
Escurrecimiento superficial saliente	0	0
Diferencia en el contenido hídrico del suelo al inicio y final del período simulado	-54	39

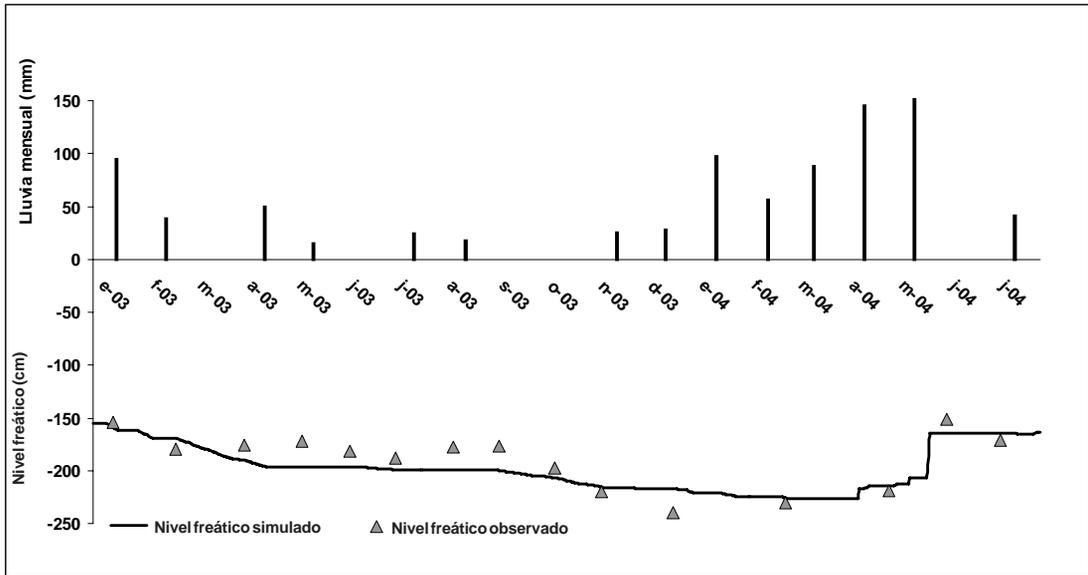


Figura 2. Lluvia mensual y niveles freáticos observados y simulados para la Serie Laboulaye (*Haplustol udorténtico*). RECM: 14 cm -  $r$ : 0,8 ( $P < 0,05$ ).

Figure 2. Observed and simulated phreatic levels and monthly rain for Laboulaye Series (*Udortentic Haplustoll*). RMSE: 14 cm -  $r$ : 0.8 ( $P < 0.05$ ).

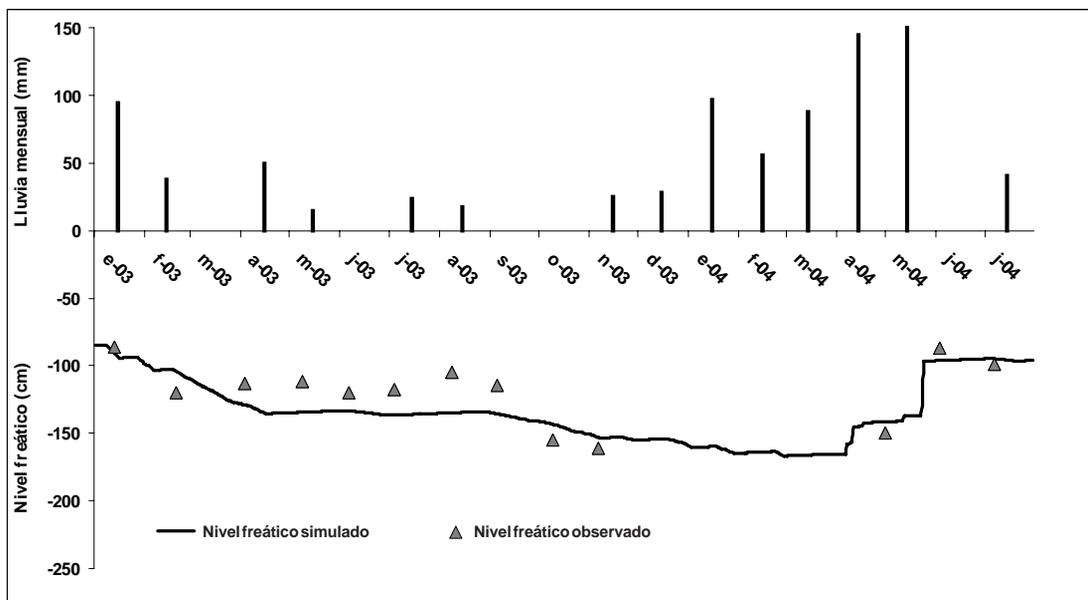


Figura 3. Lluvia mensual y niveles freáticos observados y simulados para la Serie Rosales (*Natralbol típico*). RECM: 16,3 cm -  $r$ : 0,83 ( $P < 0,05$ ). Resultado de la calibración.

Figure 3. Observed and simulated phreatic levels and monthly rain for Rosales Series (*Typic Natralboll*) RMSE: 16.3 cm -  $r$ : 0.84 ( $P < 0.05$ ).

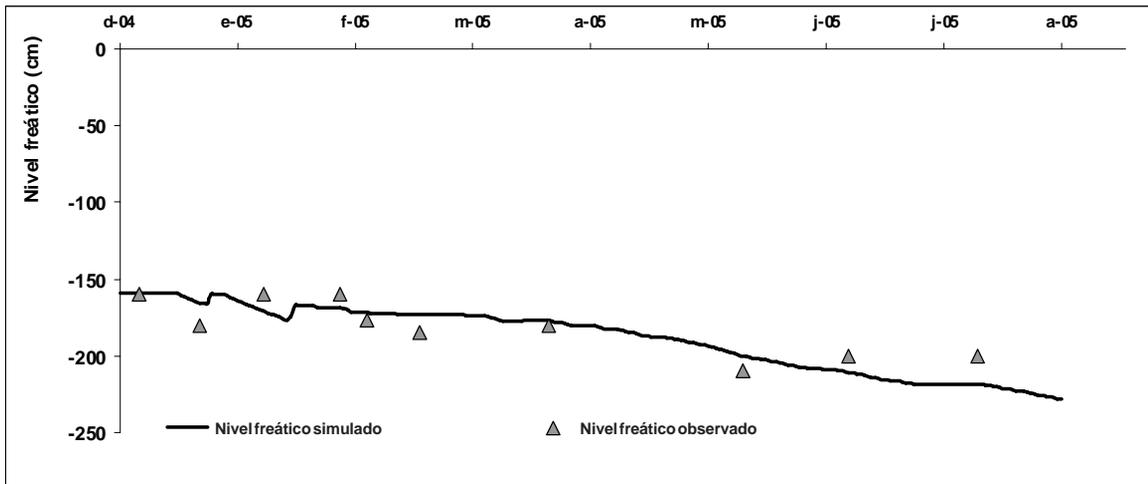


Figura 4. Niveles freáticos observados y simulados para la Serie Laboulaye (*Haplustol udorténtico*). RECM: 11,7 cm -  $r$ : 0.80 ( $P < 0,05$ ).

Figure 4. Observed and simulated phreatic levels for Laboulaye Series (*Udortentic Haplustoll*). RMSE: 11.7 cm -  $r$ : 0.80 ( $P < 0.05$ ).

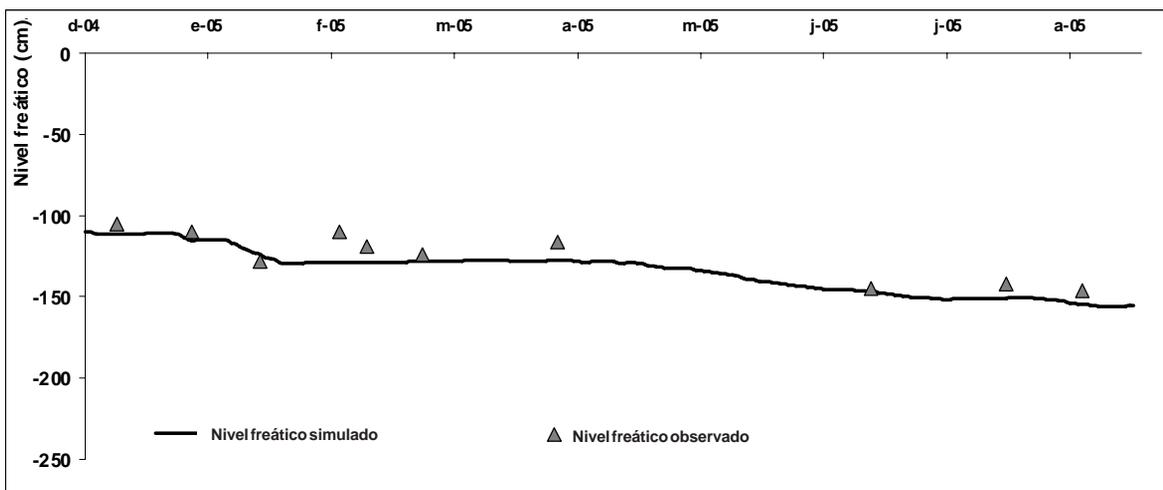


Figura 5. Niveles freáticos observados y simulados para la Serie Rosales (*Natralbol típico*). RECM: 8,3 cm -  $r$ : 0,88 ( $P < 0,05$ ).

Figure 5. Observed and simulated phreatic levels for Rosales Series (*Typic Natralboll*) RMSE: 8.3 cm -  $r$ : 0.88 ( $P < 0.05$ ).

El contraste entre los niveles freáticos simulados y observados durante el período simulado en la etapa de validación del modelo, arrojó un error predictivo de 11,7 cm y un  $r$ : 0,80 ( $P < 0,05$ ) para la Serie Laboulaye, mientras que para la Serie Rosales el error es de 8,3 cm y un  $r$ : 0,88 ( $P < 0,05$ ).

## DISCUSIÓN

Los componentes del balance hídrico cuantificados por el modelo (Tabla 4), si bien no se contrastaron empíricamente, guardan relación con las propiedades morfológicas de cada suelo. Por ejemplo, se comprueba que para la Serie Rosales el flujo evaporativo es 117 mm mayor que en la Serie Laboulaye a pesar que a este suelo

se le asignó un 15% menos de cobertura superficial al inicio de la simulación lo que favorece el proceso de evaporación. Este resultado guarda coherencia con la mayor profundidad de oscilación de la capa freática y una textura más arenosa en el *Haplustol udorténtico*, características estas que definen una mayor profundidad crítica del nivel freático y por consiguiente menor aporte a la superficie evaporante tal como lo plantea Szabolcs (1979).

En cuanto a la transpiración no se observan diferencias importantes, situación esperada dado que se considera el mismo tipo de estructura herbácea en ambos suelos.

El escurrimiento superficial también guarda coherencia con los valores de CN ingresado resultando 60 mm más en la serie Rosales dado su condición de drenaje imperfecto.

En lo que respecta al escurrimiento subterráneo, para la Serie Laboulaye no fue necesario aplicar valores de flujos (entrante o saliente) para modificar el nivel de la capa freática. En esta situación se podría considerar que el balance entre ambos flujos es cero tal como lo reportó Degioanni *et al.*, (2001) y que la oscilación de la freática para balances hídricos estacionales responde principalmente a la evolución temporal de las componentes verticales del mismo (lluvia, evapotranspiración) tal como lo señala Cisneros (1994). En cambio, para la serie Rosales fue necesario incorporar un flujo subterráneo entrante para lograr un resultado aceptable en la oscilación de la freática. Este ingreso de agua al sistema no debería ser tomado como absoluto pues posiblemente esté enmascarando aportes por escurrimiento superficial entrante por estar localizado, este suelo, en posiciones de relieve receptoras de agua de las posiciones más altas. En esta situación las componentes horizontales del balance hídrico influyen en la oscilación temporal de la capa freática.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se observa que el modelo Freat.1 resulta sensible a las oscilaciones de profundidad de la capa freática en ambos suelos por efecto del balance hídrico según lo establecido por la mayoría de los modelos (Skaggs, 1976; McDonald & Harbaugh, 1988; Cisneros, 1994).

La capacidad predictiva del modelo en la simulación del nivel freático obtenida en la fase de validación del mismo, es similar a las logradas por Thompson *et al.* (2004), Pavelic *et al.* (1999) & Degioanni *et al.* (2001) utilizando modelos mecánicos por lo que se considera un error aceptable en la predicción.

## CONCLUSIONES

El modelo Freat.1 resulta una herramienta confiable para la predicción de las oscilaciones de la capa freática a partir de la simulación del balance hídrico para suelos cuyo nivel freático oscile a poca profundidad (menor a los tres metros) y para períodos relativamente cortos de tiempo (entre seis a doce meses). En tal sentido, el modelo resulta especialmente sensible para simular el ascenso y descenso del nivel freático a profundidades que definen procesos de alto interés agronómico como son el anegamiento, la salinización-alcalinización del perfil y la posibilidad de captura de agua subterránea por parte de los cultivos.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. J. Marcos por la revisión del manuscrito y programación del modelo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bristow, R. & GS Campbell. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agriculture and Forest Meteorology* 31:159-166.
- Campbell, GS & CO Stockle. 1993. Prediction and simulation of water use in agricultural systems. *International Crop Science, Crop Science of America, Madison*, p. 67-73.
- Campbell, GS & JM Norman. 1998. An introduction to environmental biophysics. Springer-Verlag
- Campbell, GS. 1985. Soil Physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems. Elsevier Science Publishers B. V.
- Cantero, GA; M Cantú; J Cisneros; J Cantero; *et al.*, 1998. Las tierras y aguas del sur de Córdoba. Propuestas para un manejo sustentable. Editorial Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Cisneros, J. 1994. Caracterización del hidrohalmorfismo en ambientes representativos del centro - sur de Córdoba. Tesis Maestría. Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires.
- Cisneros, J; J Cantero & AG Cantero. 1997. Vegetation, soil hydrophysical properties and grazing relationships in saline-sodic soils of Argentina. *Canadian J. Soil Sc.* 79: 399-409.
- Degioanni, A; J Cisneros; J Marcos & A Cantero. 2001. Balance hidrológico en una cuenca representativa de las llanuras del sur de Córdoba. Argentina. *Rev. UNRC* 21(1-2):1-9.
- Devonec, E & P Barros. 2002. Exploring the transferability of a land-surface hydrology model. *Journal of Hydrology* 265:258-282

- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) & SMAGyRR (Secretaría Ministerio de Agricultura Ganadería y Recursos Renovables). 1987. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3563 - 3 Laboulaye. Ed. Fundación Banco de Córdoba.
- Klute, A & C Dirksen. 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. Ed. Methods of soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods - Agronomy Monograph N° 9 (2<sup>nd</sup> Edition).
- McDonald, M & A Harbaugh. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Book 6, Chapter A1. US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations.
- Monteith, JL & M Unsworth. 1990. Principles of environmental Physics, 2nd Ed.
- Pavelic, P; P Dillon; K Narayan; T Herrmann & S Barnett. 1999. Integrated groundwater flow and agronomic modelling for management of dryland salinity of a coastal plain in southern Australia. *Agricultural Water Management* 3(5):75-93.
- Prathapara, S; W Meyera; A Baileyb & D Poultonc. 1996. A soil water and groundwater Simulation model: SWAGSIM. *Environmental Software* 11(1-3):151-158.
- Refsgaard, JC & B Storm. 1995. Computer Models of Watershed Hydrology, Ed. Water Resources Publications.
- Royce, W. 1970. Managing the development of large Software Systems: concepts and techniques. Proceedings, Wescon.
- Samper, J; Ll. Huguet; J Ares & M García Vera. 1999. Modelos interactivos del balance hídrico. Estudios de la Zona No Saturada, Eds. R Muñoz-Carpena, A Ritter; C Tascón.
- Skaggs, RW, 1976. Evaluation of drainage-water table control systems using a water management model. *In: Proceedings of the Third National Drainage Symposium, Chicago, 13-14 December, ASAE, St. Joseph, MI, pp. 61-68.*
- Skaggs RW. 1980. DRAINMOD reference report. USDA. Soil Conservation Service. Soil Conservation Service. 1975. Engineering field manual for conservation practices. US. Department of Agriculture.
- Szabolcs, I. 1979. Soil salinization and alcalinization process. *Agrokemia es Talajtan* 28:47-62.
- Thompson, J; H Refstrup Sorenson; H Gavin & A Refsgaard. 2004. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology* 293:151-179
- Willmott, CJ. 1982. Some comments on evaluation of model performance. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 63:1309-1313.