

Artículo publicado en el Repositorio Institucional del IMTA

<i>Título</i>	Propuesta para el pronóstico de la evapotranspiración y su aplicación en riego por gravedad.
<i>Autor / Adscripción</i>	Nahun Hamed García Villanueva Instituto Mexicano de Tecnología del Agua Ricardo Nuño Romero Universidad Nacional Autónoma de México Carlos Rodríguez Zavaleta Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
<i>Publicación</i>	Ingeniería Hidráulica en México, 16(2): 175-184
<i>Fecha de publicación</i>	2001
<i>Resumen</i>	Se presenta un modelo determinístico, relativamente simple, para pronosticar la evapotranspiración a corto plazo. El modelo se basa en la representación del comportamiento estadístico de la evaporación a través de un índice de ponderación que toma en cuenta su tendencia dentro de un periodo interanual. Una vez estimada la evaporación, se considera la evapotranspiración del cultivo de referencia, introduciendo un coeficiente local de afectación y posteriormente se determina la evapotranspiración del cultivo de interés, al introducir un factor de corrección por cultivo. Se incluye un ejemplo para pronosticar la evapotranspiración del trigo en la localidad de Ocotlán, Jalisco, México.
<i>Identificador</i>	http://hdl.handle.net/123456789/748

Propuesta para el pronóstico de la evapotranspiración y su aplicación en riego por gravedad

Nahun Hamed García Villanueva

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Ricardo Nuño Romero

Universidad Nacional Autónoma de México

Carlos Rodríguez Zavaleta †

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Se presenta un modelo determinístico, relativamente simple, para pronosticar la evapotranspiración a corto plazo. El modelo se basa en la representación del comportamiento estadístico de la evaporación a través de un índice de ponderación que toma en cuenta su tendencia dentro de un periodo interanual. Este índice tiene una variación temporal, cuya magnitud puede ser estimada entre intervalos de tiempo cortos por medio de ecuaciones empíricas que se obtienen utilizando la técnica de correlación por mínimos cuadrados. De esta manera, a partir de la evaporación media, ocurrida durante un tiempo reducido, y de su afectación con el citado índice, se logra hacer el pronóstico para el periodo subsecuente. Una vez estimada la evaporación, se considera la evapotranspiración del cultivo de referencia, introduciendo un coeficiente local de afectación y posteriormente se determina la evapotranspiración del cultivo de interés, al introducir un factor de corrección por cultivo. Para ilustrar la utilidad práctica del método aquí propuesto, se incluye un ejemplo para pronosticar la evapotranspiración del trigo en la localidad de Ocotlán, Jalisco, México.

Palabras clave: pronóstico del riego, necesidades hídricas, agroclimatología, evapotranspiración.

Introducción

En términos generales, se puede decir que la irrigación de cultivos es una actividad que se ha practicado desde hace más de 5,000 años (Hansen *et al.*, 1978). Desde entonces, el agricultor ha sido y es consciente de la importancia que tiene la estimación del agua que consumen los cultivos durante su ciclo vegetativo. De esta forma se sabe que dicha información es el elemento básico e indispensable para poder establecer la programación y aplicación del riego. Lo anterior ha evolucionado al grado de que en la actualidad tanto los técnicos como los usuarios saben que un adecuado o inadecuado pronóstico de dicho consumo puede hacer la diferencia entre un eficiente o deficiente riego y, consecuentemente, entre una alta o baja producción

agrícola. En particular con un buen pronóstico, léase calendario de riegos, es factible realizar algunos ajustes en la operación para lograr un mayor aprovechamiento en el uso del agua.

Desde el punto de vista técnico, se sabe que el consumo de agua de cultivos está directamente relacionado con las condiciones climatológicas de la zona en que se desarrolla, de aquí que el pronóstico de las variables meteorológicas que afectan este consumo sea tal vez la alternativa que más se ha venido utilizando, por lo menos en las últimas cuatro décadas, para predecir las necesidades de riego. En este orden de ideas, el pronóstico de variables climatológicas ha sido estudiado desde varios enfoques y con propósitos múltiples (Bollay, 1945; OMM, 1993). En el aspecto estrictamente meteorológico se han dedicado esfuer-

zos hacia el refinamiento de las técnicas de predicción del estado del tiempo, entre las que destacan los pronósticos a corto plazo, uno a tres días (Elías y Castelví, 1996). En este campo, con los avances en teledetección y con la introducción de computadoras para el procesamiento automático de datos, se ha impulsado y generado el desarrollo de diversas técnicas y modelos de predicción que son cada vez más precisos y satisfactorios. Por otra parte, y con respecto a los pronósticos a mediano plazo, esto es, de cinco a diez días, y los pronósticos a largo plazo, con un alcance de hasta noventa días, se utilizan equipos y técnicas semejantes, pero con la variante de incluir y agregar, como base estadística en los modelos, la información histórica recabada en la red de estaciones climatológicas (Collado y Toledo, 1997). Así, en la literatura especializada, se encuentra que los métodos para el pronóstico a mediano y largo plazos se apoyan en el tratamiento estadístico de la información histórica, y de entre estos procedimientos destacan las series de tiempo (Panofsky y Brier, 1958), las cadenas de Markov (Gabriel y Newman, 1962), la aplicación de técnicas de regresión (Munn, 1970) y, más recientemente, la implementación práctica de redes neuronales (Williams y Zazueta, 1996).

Los métodos estadísticos para el pronóstico del comportamiento y de la magnitud de los elementos climáticos están basados en inferencias predictivas acerca de su futuro y para esto utilizan información de su pasado y del de otras variables asociadas. Por lo general, y debido a la aleatoriedad de este tipo de variables, la forma matemática de su relación y variación temporal es desconocida, por esta razón, en la mayoría de los casos se recurre a funciones empíricas para generarla (Panofsky y Brier, 1958). Al respecto, y siguiendo dicha tendencia, en este trabajo se utiliza un modelo basado en el comportamiento estadístico de la evaporación (*Ev*) a través de los años. En este sentido, después de analizar diversas series históricas, se observó que los valores de la evaporación acumulada mensual, e inclusive anual, vistos en forma independiente, presentan cierta variabilidad, esto, desde el punto de vista físico, significa que se tienen periodos de alta y de baja evaporación. Por otro lado, también se encontró que la secuencia entre un mes y otro presenta tendencias bien definidas a través del tiempo y que se repiten cíclicamente de un año para otro. Esto significa que para algunas épocas del año la evaporación está en ascenso y en otras, en descenso. Una inspección más detallada permitió observar que este mismo comportamiento se mantiene claramente definido entre intervalos de tiempo menores de un mes, pero mayores de cinco días y que generalmente deja de ser significativo en periodos mayores de sesenta días.

Con base en el análisis anterior, en este trabajo se propone un modelo determinístico para el pronóstico de la evaporación. Dicho modelo se basa en la estimación de un índice de ponderación que toma en cuenta la tendencia histórica de ascenso o descenso de la evaporación dentro de un periodo interanual, previamente identificado. Este índice queda expresado en función de la magnitud de la evaporación promedio que históricamente se ha presentado durante el periodo interanual, de entre cinco y treinta días, que se presenta inmediatamente antes del intervalo de pronóstico.

El pronóstico a mediano plazo de la evaporación puede ser utilizado para predecir el consumo de agua de los cultivos. Esto se debe a que dicho consumo, al que se le conoce técnicamente como evapotranspiración, está altamente correlacionado con la evaporación (Doorenbos y Pruitt, 1975; Doorenbos y Kassam, 1980). En el pronóstico del riego es importante cuantificar el consumo de agua de los cultivos, a fin de programar adecuadamente la aplicación del siguiente riego. Actualmente, por lo general los calendarios de riego se realizan sobre una base estadística del consumo de agua de los cultivos en ciclos anteriores; en otros casos se considera en forma probabilística la demanda de agua. Sin embargo, se sabe que para poder lograr una mayor eficiencia es necesario programar el riego, en tiempo real, situación que está ligada directamente con las condiciones y tendencias climatológicas del ciclo vegetativo en estudio. Para que se puedan tomar en cuenta estas tendencias, los modelos requieren ser alimentados con series históricas lo suficientemente largas como para que los datos derivados de los mismos sean probabilista y estadísticamente representativos.

Así, el modelo para el pronóstico de la evaporación que aquí se propone es confiable, siempre y cuando se utilice la información climatológica de al menos los últimos 15 años, y encuentra su aplicación práctica al ser utilizado para pronosticar la evapotranspiración de un determinado cultivo a través de la correlación que existe entre la evaporación y la evapotranspiración del cultivo de referencia. En este sentido, y con el fin de ejemplificar la aplicación del modelo, se presentan los resultados de su aplicación práctica en la localidad de Ocotlán, Jalisco, México.

Metodología

Información requerida y su proceso inicial

El modelo necesita los datos de evaporación diaria de por lo menos los últimos 15 años (para fines de pronóstico es importante y recomendable incluir los últimos años del periodo histórico disponible). Una serie climá-

tica de 15 años se considera corta (Llamas, 1986), por lo que estadísticamente una serie más pequeña tiende a perder significado, de aquí que se haya tomado este periodo como límite mínimo para el modelo. De acuerdo con Munn (1970), las series climáticas deben ser de por lo menos treinta años, pero para efectos de pronóstico son útiles los últimos diez años (OMM, 1993), de aquí que el límite que en este caso se ha adoptado sea en cierta manera conservador. Sin embargo, para eliminar cualquier duda sobre la calidad y longitud de la información contenida en una serie climática, se recomienda recurrir a las pruebas sugeridas por Elías y Castelví (1996). En particular, en el ejemplo que aquí se presenta, para la localidad de Ocotlán, Jalisco, se utilizó una serie de 21 años de evaporación diaria (de 1976 a 1996).

Para analizar una serie de tiempo es necesario determinar si los datos tienen algún ordenamiento o si se comportan en forma completamente aleatoria. Se tiene el antecedente de que las series climáticas e hidrológicas en ocasiones presentan cierto ordenamiento (Chamusy *et al.*, 1980). Uno de los criterios utilizados para decidir si la serie es aleatoria es la prueba de von Neuman. Mediante esta prueba se puede detectar la aleatoriedad de la serie o la presencia de un ordenamiento determinista aunque éste sea desconocido (Campos, 1998). Tal prueba se basa en las diferencias entre el valor (X_i) que toma una determinada variable con respecto al valor que tomará un intervalo de muestreo después (X_{i+1}). Se considera que cuando la serie es aleatoria, el promedio de estas diferencias elevadas al cuadrado deberá ser aproximadamente el doble de la varianza de los datos, pero cuando el promedio de las diferencias al cuadrado está significativamente por abajo del doble de la varianza, se asume que la serie tiene dependencia. Para determinar el valor crítico de la prueba de von Neuman se puede utilizar la ecuación 1 (Campos, 1998) o el procedimiento descrito por Wonnacot (1992):

$$V = \frac{n \sum_{i=1}^{n-1} (X_i - X_{i+1})^2}{(n-1) \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (1)$$

donde:

\bar{X} = promedio de evaporación del periodo bajo estudio.

N = número total de datos de evaporación de la serie bajo estudio.

X_i = evaporación correspondiente al día i , (i varía desde 1 hasta n).

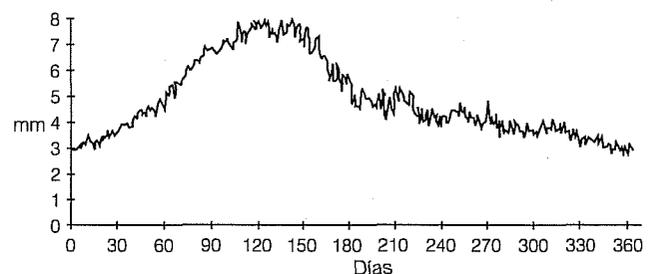
Σ = suma de los valores de la serie indicada.

V = valor de von Neuman.

Al analizar los datos de evaporación de Ocotlán y aplicar la prueba de von Neuman (Chamusy *et al.*, 1980; Campos, 1998) a la serie histórica disponible de datos de evaporación resultó $V = 0.384$, valor que resulta significativamente menor que 2.00, por lo que se tiene una probabilidad menor que 0.001 de que la serie climática sea aleatoria, por ello se asume que en la misma se puede identificar algún orden. Por otra parte, se encontró que la fluctuación de la evaporación diaria es tan significativa, que aun en el promedio diario calculado sobre 21 años es difícil identificar una tendencia clara cuando se observan dos días consecutivos en cualquier época del año. En la ilustración 1 se presentan los valores promedio de evaporación diaria; con toda intención se han unido los puntos discretos a fin de que se aprecie mejor la falta de correlación entre dos valores consecutivos. Si bien ésta es una gráfica de valores promedio, es importante señalar que el mismo comportamiento se presenta al analizar la evaporación diaria de cualquier año en particular. De hecho, dicho resultado sobre la evidente independencia estadística de la magnitud de la evaporación entre uno y otro día se puede prácticamente generalizar y, por lo tanto, esperar que ocurra en cualquier otra localidad.

Sin embargo, al aumentar el número de días, o periodo de muestreo, se va encontrando una cierta correlación entre los promedios de la magnitud de la evaporación entre dos periodos subsecuentes. En este sentido, para estar en condiciones de identificar la tendencia temporal de la evaporación, se propone correlacionar la información a través de sus promedios móviles (Chamusy *et al.*, 1980), y utilizar para ello periodos de entre cinco y treinta días. En Ocotlán, el límite inferior (cinco días) mostró una marcada correlación entre dos periodos subsecuentes y por consecuencia se puede decir que existe dependencia estadística entre la magnitud de su evaporación promedio. Este resultado justifica y es acorde con un señalamiento que hace Leith (1982), en el sentido de que las fluctuaciones que se tienen día con día pueden ocultar la ten-

Ilustración 1. Evaporación promedio diaria en Ocotlán, Jalisco.



dencia que realmente se presenta en un periodo determinado. Por ello, al intentar hacer un pronóstico de un día para otro se pierde el sentido estadístico para la mayoría de las variables climatológicas, como es el caso de la evaporación y la lluvia; situación que no ocurre al ampliar el periodo de pronóstico a más de cinco días. Sin embargo, resulta interesante hacer notar que la ampliación de dicho periodo tiene un límite en el que deja de ser representativo de la tendencia del comportamiento a corto plazo de la magnitud de la variable; así por ejemplo, un periodo mayor a treinta días diluye estadísticamente la tendencia del comportamiento típico de la evaporación, perdiendo su validez para el caso del pronóstico a corto plazo con fines de programación de riego.

Con esta transformación en promedios móviles se puede generar un índice de tendencia para cada día del año; para ello, el promedio móvil se asocia con el día en que termina el periodo considerado en su cálculo y se relaciona con el promedio móvil del periodo subsecuente.

Cálculo del índice de ponderación

El índice de ponderación, que es un factor de tendencia de crecimiento o decrecimiento de la evaporación entre dos promedios consecutivos, se determina ordenando la información día por día, cronológicamente, desde el primer año de información hasta el último. Con la información ordenada y un promedio móvil asociado con cada día se procede al cálculo del índice de ponderación de acuerdo con la ecuación 2:

$$I_i = \frac{Ev_{i+1} + Ev_{i+2} + Ev_{i+3} + \dots + Ev_{i+n}}{Ev_{i-n-1} + Ev_{i-n-2} + Ev_{i-n-3} + \dots + Ev_{i-n-n}} = \frac{Ev_i^{p+1}}{Ev_i^p} \quad (2)$$

donde:

- I_i = índice de ponderación.
- Ev = promedio móvil asociado con cada día del año.
- n = número de días del periodo en que se toma el promedio móvil.
- i = último día de la información conocida, a partir del cual se realiza el pronóstico.
- Ev_i^p = promedio móvil para el periodo que concluye el día i .
- Ev_i^{p+1} = promedio móvil para el periodo posterior al día i .

Es importante hacer notar que el promedio móvil del periodo cuya información es conocida inicia el día $(i-n-1)$ y termina el día (i) , mientras que, por otro lado, el primer día del periodo a pronosticar inicia el día

$(i + 1)$ y termina el día $(i + n)$; de esta manera no se presenta superposición de días entre ambos periodos y por consecuencia son excluyentes uno en relación con el otro.

Aplicando la ecuación 2 se tiene un promedio móvil y un índice para cada día de la serie histórica. Mediante la observación de los índices resulta sencillo determinar si la tendencia de la evaporación va en aumento (cuando el índice es mayor que la unidad) o en descenso (si el índice es menor que la unidad). Con esta información se identifican los periodos del año en los que la evaporación se incrementa y aquellos en los que sucede lo contrario. Así, por ejemplo, para el caso de Ocotlán (latitud 20°18'; longitud 102°46'; altura 1,542), al analizar el comportamiento de la magnitud de la evaporación promedio diaria que ocurre a través del año se definieron dos periodos característicos: el primero inicia el día 32 del año y termina el día 160; el segundo inicia el día 161 y se prolonga hasta después del día 365, llegando hasta el día 31 del año siguiente. En el primer periodo la evaporación se comporta en ascenso continuo, mientras que en el segundo su comportamiento es descendente, como se muestra en la ilustración 1.

La selección del índice más representativo se hizo mediante la construcción de una tabla de probabilidades acumulativas, tomando como referencia aquellos valores de evaporación que corresponden a una probabilidad de 80% de no ser superados. Esto presupone que los índices obtenidos así introducen un margen de seguridad tal, que el índice será superado tan sólo en 20% de las ocasiones, lo que para fines prácticos evita la subestimación de la evaporación durante el pronóstico. Sin embargo, esta hipótesis implica que al realizar el pronóstico se presentará un error positivo en la estimación de la magnitud de la evaporación respecto a la real, por ello, posteriormente tiene un tratamiento especial para minimizar este error.

Después de generar para cada día del año tanto los índices como los promedios móviles, que estimen el índice I_i , en función del promedio móvil de la evaporación, se propone utilizar funciones de tercer grado, esto es, polinomios como el indicado en la ecuación 3. La estimación de los coeficientes empíricos de estas funciones se realiza en forma independiente para cada periodo del año (periodos ascendente y descendente).

$$I_i = a + b(Ev_i^p) + c(Ev_i^p)^2 + d(Ev_i^p)^3 \quad (3)$$

donde:

a, b, c, d = coeficientes encontrados empíricamente mediante la técnica de regresión, partien-

do de los datos de promedio móvil y los índices I_i (calculados por la ecuación 2 a lo largo de la serie histórica).

I_i = índice de ponderación.
 Ev_i^p = promedio móvil para el periodo que concluye el día i .

Para el caso de estudio, en el cuadro 1 se presentan los polinomios resultantes.

Una vez definidas las funciones I_i y asumiendo que se conoce el promedio móvil Ev_i^p que concluye el día i , entonces es posible pronosticar la evaporación para el periodo siguiente Ev_i^{p+1} que inicia el día $i+1$.

$$Ev_i^{p+1} = I_i Ev_i^p \quad (4)$$

donde:

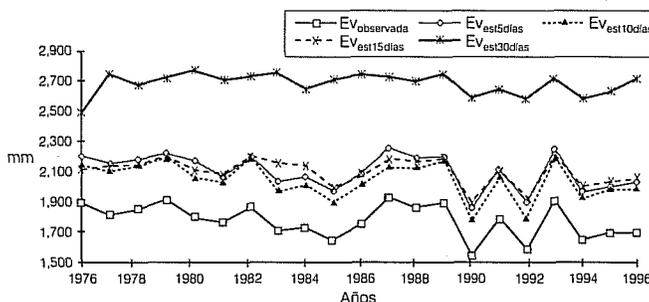
Ev_i^p = promedio determinado con información real del periodo que termina el día i .

Ev_i^{p+1} = promedio móvil pronosticado para el periodo subsecuente al día i .

I_i = índice asociado con el día i y determinado por la ecuación 3.

Como se puede apreciar, de acuerdo con la ecuación 4, la evaporación pronosticada depende exclusivamente del promedio móvil de evaporación ocurrida inmediatamente anterior al periodo sobre el que se está haciendo el pronóstico. Como es de esperarse, y como ya se indicó antes, por ser una expresión basada en promedios y en una cierta probabilidad de ocurrencia, las estimaciones derivadas de dicha ecuación tendrán un error positivo (sobrestimación) en relación con los valores reales. Esta situación se puede ejemplificar y apreciar en la ilustración 2, en la que, para el caso de estudio, se puede comparar la evaporación

Ilustración 2. Evaporación anual observada y estimada en Ocotlán, Jalisco.



real acumulada cada año con respecto a la estimada, utilizando periodos de pronóstico de cinco, diez, quince y treinta días. En dicha ilustración se puede apreciar una alta correlación proporcional entre los valores observados y simulados, especialmente para los estimados con lapsos de cinco, diez y quince días; las estimaciones con treinta días no presentan esta condición, por lo que este intervalo no es aceptable.

Para corregir la desviación anteriormente señalada, se propone introducir una nueva función empírica para disminuir la magnitud del error; tal función se obtiene por el método de mínimos cuadrados, al relacionar los errores encontrados entre la evaporación real y la pronosticada a través de un polinomio de segundo grado del tipo mostrado en la ecuación 5:

$$\epsilon_i = \alpha + \beta (Ev_i^p I_i) + \gamma (Ev_i^p I_i)^2 = \alpha + \beta (Ev_i^{p+1}) + \gamma (Ev_i^{p+1})^2 \quad (5)$$

donde:

ϵ_i = error asociado con el i ésimo pronóstico.

α, β, γ = coeficientes calculados por el método de mínimos cuadrados.

Cuadro 1. Funciones para la estimación del I_i sobre la base de la evaporación en Ocotlán, Jalisco.

Periodo	Días	Ecuación	R ²
1	5	$I_i = 1.1906 + 0.0569 (Ev_i^p) - 0.0143 (Ev_i^p)^2 + 0.0008 (Ev_i^p)^3$	0.8381
2	5	$I_i = 3.6024 - 1.469 (Ev_i^p) + 0.3014 (Ev_i^p)^2 - 0.0199 (Ev_i^p)^3$	0.9766
1	10	$I_i = -3.6594 + 2.1731 (Ev_i^p) - 0.3097 (Ev_i^p)^2 + 0.0142 (Ev_i^p)^3$	0.9956
2	10	$I_i = 0.848 + 0.2252 (Ev_i^p) - 0.0484 (Ev_i^p)^2 + 0.0028 (Ev_i^p)^3$	0.9338
1	15	$I_i = 0.4767 + 0.398 (Ev_i^p) - 0.00566 (Ev_i^p)^2 + 0.0021 (Ev_i^p)^3$	0.9815
2	15	$I_i = 2.661 + 0.7172 (Ev_i^p) + 0.1094 (Ev_i^p)^2 + 0.0058 (Ev_i^p)^3$	0.9819
1	30	$I_i = 3.0968 - 0.5193 (Ev_i^p) + 0.0708 (Ev_i^p)^2 + 0.0008 (Ev_i^p)^3$	0.9691
2	30	$I_i = 10.683 - 4.7827 (Ev_i^p) + 0.7994 (Ev_i^p)^2 + 0.0438 (Ev_i^p)^3$	0.9435

donde: periodo 1 = inicia el día 32 y termina el día 160 del año.

periodo 2 = inicia el día 161, continúa al día 365 y se prolonga hasta el día 31 del año siguiente.

Cuadro 2. Funciones para estimar el error en la evaporación estimada en Ocotlán, Jalisco.

Periodo	Días	Ecuación	Duración	R ²
1	5	$\epsilon_i = 0.9669 - 0.0157 (Ev_i^{p+1}) + 0.0002 (Ev_i^{p+1})^2$	1 - 31	0.47
2	5	$\epsilon_i = 0.6878 - 0.0012 (Ev_i^{p+1}) + 0.00004 (Ev_i^{p+1})^2$	32 - 160	0.5878
3	5	$\epsilon_i = 0.5517 - 0.0131 (Ev_i^{p+1}) + 0.00002 (Ev_i^{p+1})^2$	161 - 365	0.14
1	10	$\epsilon_i = 1.3493 - 0.4805 (Ev_i^{p+1}) - 0.0012 (Ev_i^{p+1})^2$	1 - 31	0.95
2	10	$\epsilon_i = 3.2391 - 0.8353 (Ev_i^{p+1}) + 0.0328 (Ev_i^{p+1})^2$	32 - 160	0.96
3	10	$\epsilon_i = 3.5519 - 0.9644 (Ev_i^{p+1}) + 0.0436 (Ev_i^{p+1})^2$	161 - 365	0.82
1	15	$\epsilon_i = -4.6442 + 2.0742 (Ev_i^{p+1}) - 0.2815 (Ev_i^{p+1})^2$	1 - 31	0.95
2	15	$\epsilon_i = 1.937 - 0.6665 (Ev_i^{p+1}) + 0.0378 (Ev_i^{p+1})^2$	32 - 160	0.92
3	15	$\epsilon_i = -3.9997 + 1.1222 (Ev_i^{p+1}) - 0.1076 (Ev_i^{p+1})^2$	161 - 365	0.89

Por tanto, la ecuación de predicción de la evaporación ya corregida se determina por:

$$Ev_{ci}^{p+1} = Ev_i^{p+1} + \epsilon_i \quad (6)$$

donde:

Ev_{ci}^{p+1} = evaporación estimada corregida para el periodo $p + 1$.

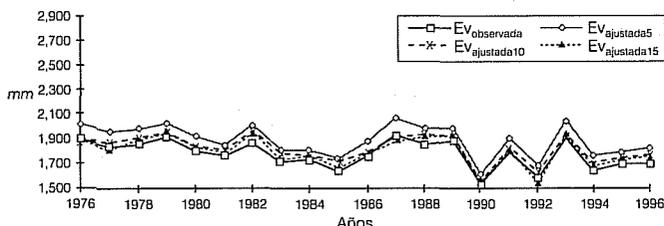
Ev_i^{p+1} = evaporación estimada para el periodo $p + 1$ con la ecuación 4.

ϵ_i = error asociado con cada observación de Ev_i^{p+1} y estimado con la ecuación 5.

Volviendo al caso de Ocotlán, en el cuadro 2 se presentan las funciones para el cálculo de los errores, considerando periodos de estimación de cinco, diez y quince días. Para generar dichas funciones se dividió el año en tres partes: del día 1 al 31, del día 32 al 160, y del 161 al 365.

Como se puede observar, las funciones de error asociadas con un periodo de pronóstico de cinco días son poco confiables, ya que sus coeficientes de correlación son muy bajos; sin embargo, y en contraste, los resultados para diez y quince días son aceptables.

Ilustración 3. Evaporación anual observada y ajustada en Ocotlán, Jalisco.



Siguiendo con el caso de estudio, en la ilustración 3 se presentan los resultados de la aplicación del modelo ya corregido y se aprecia cómo se abate el error respecto a la estimación de la evaporación anual, en comparación con lo observado en la ilustración 2. Por otra parte, en las ilustraciones 4 y 5 se observan los resultados que se obtienen al hacer el pronóstico, con intervalos de diez días, durante un año de alta evaporación (1990) y un año de baja evaporación (1989), respectivamente.

Con el fin de verificar la bondad del modelo, en las ilustraciones 6 y 7 se presentan los resultados que se obtienen al aplicar la ecuación 6, en comparación con

Ilustración 4. Evaporación promedio y ajustada para 10 días en 1990 en Ocotlán, Jalisco.

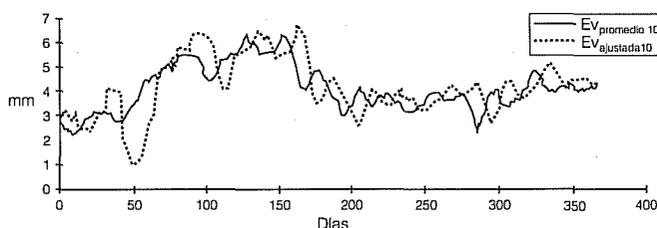


Ilustración 5. Evaporación promedio y ajustada para 10 días en 1989 en Ocotlán, Jalisco.

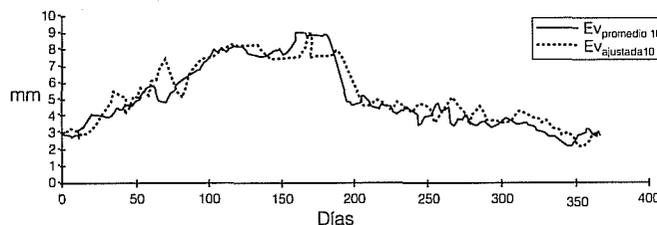


Ilustración 6. Evaporación promedio y ajustada para 10 días en 1997 en Ocotlán, Jalisco.

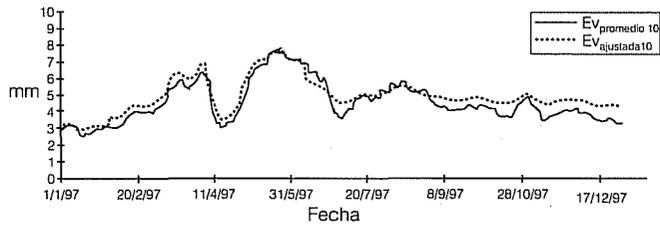
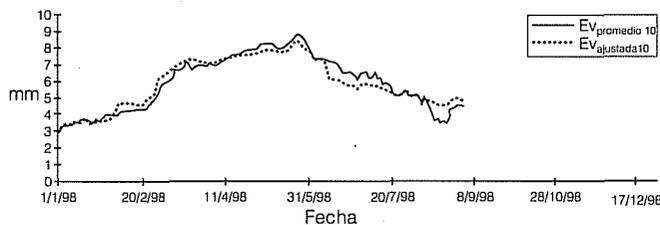


Ilustración 7. Evaporación promedio y ajustada para 10 días en 1998 en Ocotlán, Jalisco.



los datos de campo para 1997 y de los primeros ocho meses de 1998, años que no se incluyeron para el cálculo de los coeficientes de la función pronóstico, con un intervalo de diez días. Destaca el buen ajuste que se observa para 1998.

Cálculo de la evapotranspiración

La evapotranspiración del cultivo de referencia E_{to} puede ser determinada mediante la ecuación 7 (Doorenbos y Pruitt, 1975; Doorenbos y Kassam, 1980, Jensen, 1990).

$$E_{to} = E_v K_p \quad (7)$$

donde:

E_{to} = evapotranspiración de cultivo de referencia.

E_v = evaporación (puede ser el valor registrado o el pronosticado).

K_p = coeficiente adimensional que depende de las condiciones en las que se ubica el tanque evaporímetro; en la práctica se considera como un valor constante para cada localidad (Doorenbos y Pruitt, 1975).

El consumo de agua por los cultivos, esto es, la evapotranspiración del cultivo E_{tc} puede ser estimado mediante la ecuación 8, propuesta por Doorenbos y Pruitt (1975):

$$E_{tc} = E_{to} K_c \quad (8)$$

donde:

E_{tc} = evapotranspiración del cultivo.

K_c = coeficiente de consumo de agua por los cultivos, dependiente de la especie y su estado de desarrollo.

Así, al sustituir la ecuación 7 en la 8, la E_{tc} se puede expresar como sigue:

$$E_{tc} = E_v K_p K_c \quad (9)$$

De acuerdo con la ecuación 9, se puede determinar un coeficiente global $K_g = K_p K_c$, cuya variación es proporcional al K_c , en el entendido de que K_p es una constante local de donde se obtiene:

$$E_{tc} = E_v K_g \quad (10)$$

Tal como se desprende de la ecuación 10, la K_g re-

presenta un cociente $\left(K_g = \frac{E_{tc}}{E_v} \right)$ que relaciona el con-

sumo de agua de los cultivos E_{tc} con la evaporación registrada en el tanque evaporímetro E_v .

La determinación de la K_g puede hacerse partiendo de información climatológica y por medio del balance de humedad del suelo, relacionándola con la evaporación observada E_v durante el ciclo vegetativo del cultivo.

Cuando se tiene un cultivo irrigado por gravedad se puede considerar que durante los primeros veinte a treinta días después del riego de siembra o de pre-siembra, según las prácticas culturales que se lleven a cabo, la K_g depende fundamentalmente de las condiciones de evaporación sobre un terreno desnudo, por lo que sus valores pueden llegar a ser elevados respecto a los que se pueden asociar con el consumo de agua del cultivo.

A partir de la ecuación 10 es posible pronosticar la E_{tc}^{p+1} , si es que se utiliza la $E_v_c^{p+1}$ en lugar de la E_v . Con este pronóstico es factible estimar el descenso de la humedad del suelo, medido en lámina de agua, a través de la aplicación de la ecuación 11:

$$P_s_i^{p+1} = P_s_i^p - E_v_{ci}^{p+1} K_g \quad (11)$$

donde:

$P_s_i^p$ = contenido de humedad del suelo al inicio del periodo de análisis (p).

$P_s_i^{p+1}$ = contenido de humedad al final del periodo p , o sea, al inicio del periodo $p + 1$.

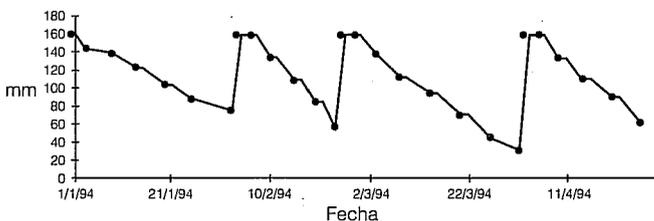
Estudio de caso

La comparación del consumo de agua del cultivo con los cambios de humedad del suelo se realizó durante el ciclo otoño-invierno de 1993-1994. El monitoreo de la humedad del suelo se llevó a cabo en una parcela del ejido San Andrés del módulo de riego El Fuerte (latitud 20°18'norte; longitud 102°46'oeste; altitud 1,542), municipio de Ocotlán, Jalisco, México. En la parcela se determinó una profundidad útil del perfil del suelo de 75 cm, una densidad aparente de 1.25 g cm⁻³, con un porcentaje de humedad a capacidad de campo de 35% y de 18% para el punto de marchitamiento permanente. Por su granulometría, 35% de arcilla, 30% de limo y 35% de arena, la textura del suelo corresponde a un suelo franco-arcilloso. Con estas características se tiene una capacidad de almacenamiento de agua aprovechable de 16 cm. A lo largo del ciclo vegetativo se realizaron determinaciones de humedad del suelo mediante el método gravimétrico. Durante este ciclo se trabajó con el cultivo del trigo, *Triticum aestivum*, que es el más común e importante de la zona. La fecha de siembra y del primer riego fue el 1º de enero de 1994, concluyendo el ciclo el 30 de abril del mismo año.

La dinámica del agua del suelo durante el cultivo del trigo (del 1º de enero al 30 de abril de 1994) se presenta en la ilustración 8. Como se puede apreciar, solamente fueron servidos cuatro riegos, lo cual es consistente con lo acostumbrado en dicha zona. Con esta cantidad de agua se tiene un abastecimiento aceptable, pero no óptimo para cubrir con oportunidad los requerimientos hídricos del cultivo. En ocasiones la humedad del suelo llegó a descender hasta niveles en los que se afecta la extracción normal de agua por el cultivo.

El consumo de agua del cultivo fue determinado por el cambio en el contenido de humedad del suelo. En la ilustración 9 se presenta la evolución diaria de dicho consumo (obtenida a través de la información de campo derivada del muestreo gravimétrico). Las mediciones se realizaron con una frecuencia de entre 3 y 6

Ilustración 8. Contenido de humedad del suelo cultivado con trigo, ciclo otoño-invierno (enero-mayo) de 1994 en Ocotlán, Jalisco.



días en estratos de muestreo de 15 cm medidos a partir de la superficie del suelo y hasta alcanzar una profundidad de 75 cm; la ilustración 9 representa la lámina de agua disponible en la columna de suelo que se monitoreó. En la curva se aprecia un bajo consumo en la fase inicial del ciclo vegetativo, con una disminución acelerada en los primeros veinte días. En adelante, el consumo se incrementó paulatinamente hasta alcanzar cerca de los 4 mm por día alrededor del día cincuenta, para mantenerse prácticamente constante de ahí en adelante.

Tomando como base los datos de láminas de riego aplicadas, la evaporación registrada y la dinámica de la humedad del suelo, se generaron valores de K_g , los cuales se reportan en la ilustración 10. Como ya se indicó anteriormente, K_g es una función que integra la K_p del tanque evaporímetro y el coeficiente de cultivo K_c , y que en este caso fue determinada mediante la relación:

$$K_g = \frac{E_{tc}}{E_v}$$

Durante el ciclo otoño-invierno de 1994-1995 se llevó a cabo otro experimento en la misma parcela y con el mismo cultivo, que en este caso fue sembrado el 15 de enero. En este experimento se registraron las láminas de riego, los datos de la evaporación y la dinámica de la humedad del suelo. Con esta información y utilizando los valores de K_g obtenidos durante el

Ilustración 9. Consumo de agua diario por el cultivo del trigo medida en el suelo ciclo otoño-invierno (enero-mayo) de 1994 en Ocotlán, Jalisco.

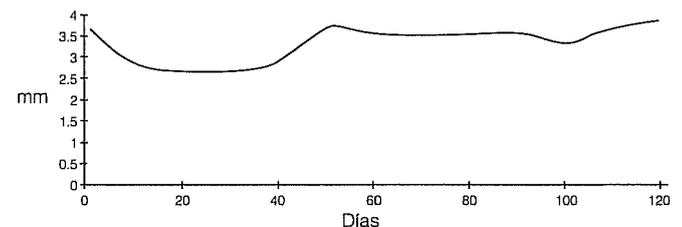


Ilustración 10. Coeficiente K_g , en el cultivo del trigo durante el otoño-invierno (enero-mayo) 1994 en Ocotlán, Jalisco.

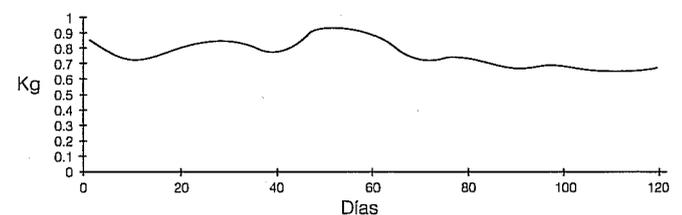
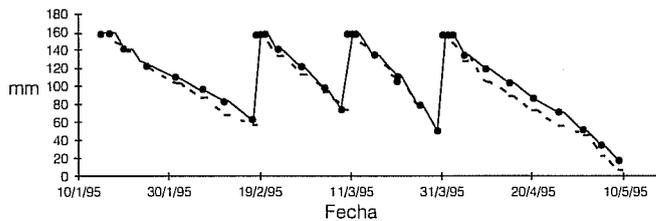


Ilustración 11. Contenido de humedad del suelo cultivado con trigo, medida y estimada por el modelo en 1995 en Ocotlán, Jalisco.



ciclo otoño-invierno de 1993-1994, se realizó la comparación entre el contenido de humedad del suelo, medida por el método gravimétrico, y el contenido de humedad del suelo estimado mediante el pronóstico de la evapotranspiración utilizando la ecuación 11. Para el pronóstico, esto es, para aplicar la ecuación 11, se calculó la evaporación con la ecuación 6 para periodos de pronóstico de diez días y se utilizaron los Kg presentados en la ilustración 9. Para poder aplicar los Kg de la ilustración 9 a este caso, se asumió la hipótesis simplificatoria de que el desfase en la fecha de siembra, del 1º al 15 de enero, no influye desde el punto de vista práctico en el valor de Kg, lo que se confirmó con los resultados obtenidos. En la ilustración 11 se resumen estos resultados; se muestran con línea continua y puntos circulares los datos del contenido de humedad que se obtuvieron directamente en campo, mientras que con línea discontinua se presentan los resultados con el modelo propuesto.

Conclusiones

Se presentó un modelo, relativamente sencillo y de fácil aplicación, para el pronóstico de la evaporación durante intervalos de tiempo cortos. A manera de complemento, y con el fin de utilizar este modelo para fines prácticos, se presentó también la forma en que se puede utilizar para pronosticar la evapotranspiración de los cultivos y, consecuentemente, el abatimiento de la humedad —en lámina de agua— disponible en el suelo. Así, el modelo puede ser usado para pronosticar el riego en tiempo real.

Las bondades del modelo se han ejemplificado a través de un caso de estudio, por lo que los resultados de la predicción se han comparado contra datos reales, obteniéndose una muy alta y satisfactoria aproximación entre unos y otros.

En términos generales, se puede concluir que la metodología aquí propuesta tiene el suficiente grado de confiabilidad y de precisión como para que se use en la práctica con fines de pronóstico del riego a tiem-

po real. Su limitación actual radica en que debe ser aplicada en zonas en las que tanto la precipitación efectiva, durante la temporada de riego, como las aportaciones del nivel freático o aguas subsuperficiales, puedan considerarse despreciables. Afortunadamente, estas condiciones son las que prevalecen en la mayoría de los grandes distritos de riego de nuestro país.

Recibido: 20/04/1999
Aprobado: 07/09/2000

Referencias

- Bollay, E., "Upper-air conditions", *Handbook of Meteorology*, McGraw-Hill Book Company, Nueva York, 1945, pp. 675-725
- Campos A., D.F., "Estimación estadística de la precipitación máxima probable en San Luis Potosí", *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XIII, núm. 3, 1998, pp. 45-66.
- Collado, J. y V. Toledo, "Localización óptima de estaciones climatológicas y observatorios meteorológicos en la república mexicana", *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XII, núm. 1, 1997, pp. 47-64.
- Chamusy, H., J. Charre, P. Dumaolard, M.G. Durand, y M. La Berre, *Iniciación a los métodos estadísticos en geografía*, tr. del francés por Manuel Delgado, Ariel, Barcelona, cap. VI, 1980, pp. 165-203.
- Doorenbos, J. y A.H. Kassam, *Efecto del agua sobre el rendimiento de los cultivos*, FAO, Estudios FAO, Riego y Drenaje núm. 33, Roma, 1980, 212 pp.
- Doorenbos, J. y W.O. Pruitt, *Las necesidades de agua de los cultivos*, FAO, Riego y Drenaje núm. 24, Roma, 1975, pp. 5-115.
- Elías, F. y F. Castelví, *Agrometeorología*, Mundi-Prensa, Madrid, 1996, 517 pp.
- Gabriel, K.R. y J. Neuman, "A Markov chain model for daily rainfall occurrence at Tel Aviv", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 88, 1962, pp. 90-95.
- Hanks, R.J., "Soil water modeling" (capítulo 2), *Hydrological Forecasting*, Wiley and Sons, 1985, pp. 15-36.
- Hansen, V.E., O.W. Israelsen y G.E. Stringham, *Irrigation principles and practices*, Wiley and Sons, Singapur, 1979, pp. 112-144.
- IMTA, *Compendio de apuntes para la formación de personal meteorológico clase III. Vol. Climatología*, Cuernavaca, 1970, 202 pp.
- Jensen, M.E., R.D. Burman y R.G. Allen, "Evapotranspiration and irrigation water requirements", *Manuals and Reports on Engineering Practice*, núm. 70, ASCE, Nueva York, 1990, 371 pp.
- Leith, C.E., "Theoretical and empirical predictability", *Physical basis for climate precision*, World Climate Program-47 (WMO), Leningrado, 1982, pp. 7-95.

- Llamas, J., *Análisis matemático en hidrología*, Universidad Autónoma de Querétaro, Querétaro, 1986, 118 pp.
- Munn, R.E., *Biometeorological methods*, Academic Press, OMM, Nueva York, 1993, pp. 114-155.
- Panofsky, H.A. y G.W. Brier, *Some applications of statistics to meteorology*, The Pennsylvania State University, 1958, 223 pp.
- Quevedo-Nolasco, A., L. Tijerina-Chávez, R. Arteaga-Ramírez, y L.A. Aceves-Navarro, *Variables simulation of atmospheric weather*, Sixth International Conference on Computers in Agriculture, 1996. Cancún. 1127-1134 pp.
- Williams, D.B. y F. Zazueta, *Solar radiation estimation via neural network*, Sixth International Conference on Computers in Agriculture, Cancún, 1996, pp.1143-1149.
- Wonnacot, T.H. y R.J. Wonnacot, *Introducción a la estadística*, tr. del inglés por Norma Horenstein y Clara Zomer Rezler, Limusa, México, 1992, pp. 416-421.

Abstract

García Villanueva, N.H., R. Nuño Romero & C. Rodríguez Zavaleta, "Evapotranspiration forecast and its use in gravity irrigation", *Hydraulic Engineering in Mexico (in Spanish)*, vol. XVI, num. 2, pages 175-184, April-June, 2001.

A relatively simple deterministic model to predict short-term evapotranspiration is proposed. The model is based on the evaporation statistical behavior representation, using a weighted index that considers the trend within a mean yearly period. This index has a seasonal variation that may be estimated over short intervals, by means of empirical equations that may be obtained using the minimum squares correlation technique. Starting with the mean evaporation for short time spans and its relation with the proposed index, evaporation may be predicted for the following period. The known evaporation serves to estimate the evapotranspiration for the crop under study by introducing a crop correction factor. The method is applied to predict evapotranspiration of wheat in Ocotlán, Jalisco, Mexico.

Key words: irrigation forecast, water requirements, climatology, evapotranspiration.

Dirección institucional de los autores:

Nahun Hamed García Villanueva
Correo electrónico: nahung@tlaloc.imta.mx

Carlos Rodríguez Zavaleta †

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnáhuac 8532,
62550 Progreso, Morelos, México
Teléfono (7) 319 4000

Ricardo Nuño Romero
Correo electrónico: rnuño@maiz.cucba.udg.mx

Departamento de Organización para la Producción Sustentable,
CUCBA
Universidad de Guadalajara
DEPFI-UNAM