

ESTUDIO DE ALGUNOS MODELOS DETERMINISTICOS LLUVIA-ESCORRENTIA. APLICACION A UNA CUENCA REAL

ANGEL CARMONA POYATO (*)
JESUS AYUSO MUÑOZ (**)
JOSE LUIS AYUSO MUÑOZ (***)

RESUMEN. En el presente trabajo, se evalúa la bondad de algunos modelos determinísticos lluvia-escorrentía. Para ello, han sido aplicados en una cuenca aforada, concretamente la cuenca del embalse del río Guadalquivir (provincia de Córdoba). Posteriormente, se ha realizado un análisis estadístico comparativo entre los resultados obtenidos por el modelo seleccionado, y los datos de aforo reales de la cuenca, de lo cual se puede concluir que el modelo es aceptable en comparación con los datos reales de aforo.

ABSTRACT. Research was carried out to evaluate the goodness of some rainfall-runoff deterministic models. Several models were implemented in the gauged watershed of Guadalquivir river (Córdoba). Finally, a comparative statistical analysis between results obtained with the select model and gauge watershed data, was developed to provide reliability of model.

1. INTRODUCCION

El problema de la escasez de agua es muy frecuente en algunas zonas de nuestro país, tanto en regiones áridas como en determinadas épocas del año. La causa fundamental de esta escasez es la aleatoriedad del recurso agua, ya sea en el momento de presentarse, o en la magnitud con que lo hace, e incluso en el lugar donde aparece. Esta aleatoriedad connota a veces carácter catastrófico, bien por la escasez o por el exceso, prueba de ello son las sequías e inundaciones que con tanta frecuencia asolan nuestro país.

Este problema, podría ser subsanado en la mayor parte de las regiones áridas, mediante la captación del recurso agua cuando y donde se presente, y su posterior utilización en aquellas épocas del año cuyo uso es fundamental, y no aparece de forma natural. Para ello es primordial la evaluación de este recurso, así como la planificación de su aprovechamiento.

En la evaluación de los recursos hídricos, el problema de la inexistencia de datos de aforo en numerosas cuencas de nuestra región plantea la necesidad de evaluar los recursos mediante modelos hidrológicos.

En este trabajo se ha realizado una evaluación de la

bondad de algunos modelos determinísticos lluvia-escorrentía, a partir de los datos conocidos de aforo de una cuenca. Para ello, se ha seleccionado la cuenca del embalse del Guadalquivir, situada en la zona norte de la provincia de Córdoba (figura 1), que es representativa, en su comportamiento hidrológico, de los afluentes no regulados de la margen derecha del Guadalquivir en esta zona. Ocupa una extensión aproximada de 1.200 km², y en ella se pueden distinguir dos tipos de suelo, pudiéndose clasificar ambos como tierras pardas meridionales (Xerochrepts típicos). El primero de ellos sobre granitos, dioritas, sienitas y pórfidos, ocupa una superficie de 332 km² (27,5 % del total), tiene una textura franco-arenosa y una profundidad media de 50 cm; mientras que el segundo, situado sobre pizarras, esquistos y cuarcitas, ocupa una superficie de 868 km² (72,5 % del total) de textura franco-arcillosa y una profundidad media de 25 cm. Sus principales aprovechamientos son labor extensiva, olivar, matorral y coníferas (CEBAC 1971, cap. 2; MAPA 1986).

La elección de esta cuenca se debe fundamentalmente a la existencia de datos de aforo y a la representatividad de la cuenca, en su comportamiento hidrológico, de los afluentes no regulados de la margen derecha del Guadalquivir.

2. MATERIAL Y METODOS

Un modelo determinístico, es aquel en el que para un mismo dato de entrada y a igualdad de las condiciones que influyen sobre el sistema, se producen siempre las

(*) Profesor Titular del Dpto. de Matemáticas Aplicadas y Didáctica de las Matemáticas de la Universidad de Córdoba.

(**) Profesor Titular del Dpto. de Mecanización Agraria y Construcciones Agroindustriales de la Universidad de Córdoba.

(***) Catedrático del Dpto. de Ingeniería Rural de la Universidad de Córdoba.

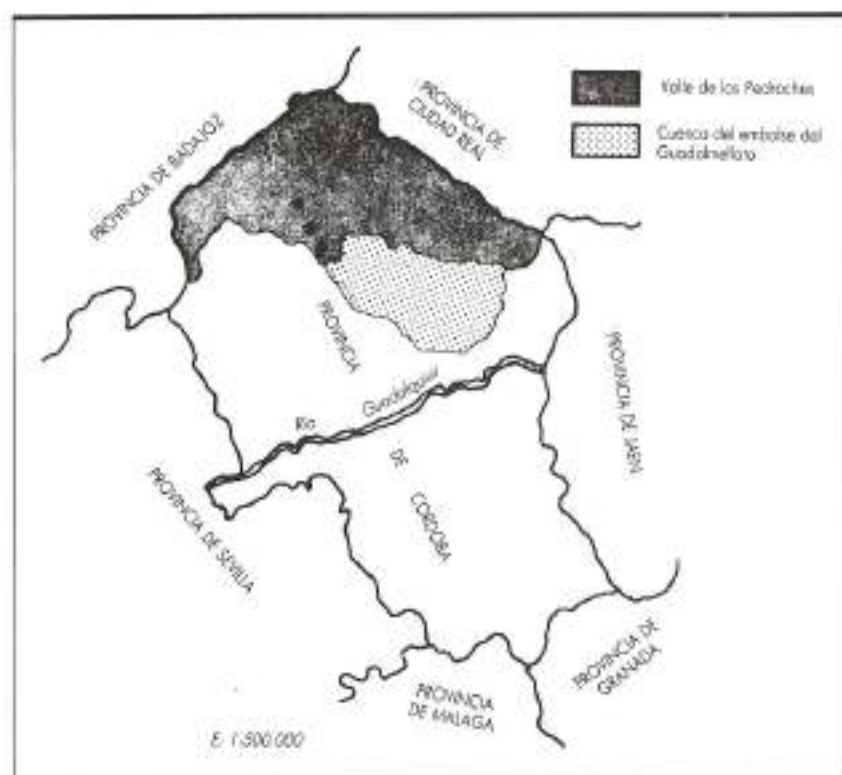


FIGURA 1. Situación general de la cuenca del embalse del Guadalquivir.

mismas salidas. En este tipo de modelos, a partir de una serie de datos de entrada (lluvia y evapotranspiración, en nuestro caso) y de una serie de parámetros que caracterizan al sistema, se obtienen las salidas que se producen en el mismo (escorrentía).

En la evaluación de los recursos hídricos de una región, es imprescindible conocer la distribución espacial de la precipitación, partiendo de los datos puntuales que proporcionan las estaciones meteorológicas. Para ello existen diversos métodos que evalúan la distribución espacial a partir de datos puntuales. Singh y Chowdhury (1986) estudiaron los distintos métodos y concluyeron que todos dan resultados comparables, especialmente cuando el período de tiempo que se toma como unidad es largo. Por esta razón, y dada su aplicación en algunos trabajos similares (Alcaide, 1986; Gutiérrez de Ravé, 1987), y la ausencia de zonas montañosas (lo cual es un inconveniente para el método), se ha seleccionado el del «Recíproco de los Cuadrados de las Distancias» (Wei y McGuinness, 1973; Dean y Snyder, 1977) quienes establecieron la precisión del método en base a su capacidad para reproducir los resultados de las isoyetas.

Según el procedimiento citado, la precipitación en cualquier punto no aforado, se estima como una función de la distancia desde el punto en cuestión a las estaciones más próximas, y de los valores de precipitación medidos en dichas estaciones, mediante la siguiente expresión:

$$p = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{p_i}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^2}}$$

donde:

p_i = Precipitación de cada una de las «n» estaciones más cercanas.

d_i = Distancia de esas estaciones al punto en cuestión.

p = Precipitación en el punto considerado.

En este trabajo, para la estimación de la distribución espacial de la precipitación, se ha partido de los datos correspondientes a 20 estaciones situadas en el interior o en los alrededores de la cuenca. Los datos son de tipo mensual y corresponden al período 1952-1976. En la aplicación del método del recíproco de los cuadrados de las distancias, únicamente se han considerado las tres estaciones más cercanas.

Otra de las variables fundamentales en la aplicación de estos modelos es la evapotranspiración potencial. Para estimar la misma en una localidad determinada, los modelos de Thornthwaite y Turc son los más usados, dada su sencillez y el contraste que de ellos se ha hecho en la Península Ibérica (Elias y Giménez, 1965). Existen otros modelos más sofisticados y exactos, como el

de Penman, pero necesita de una serie de datos meteorológicos de los que no se disponen en las estaciones usadas.

El método de Turc se basa en un balance energético y el de Thornthwaite únicamente en la temperatura. De ellos, se ha elegido el de Turc, ya que Saxton y McGuinness (1982) indican que los métodos cuya base física es un balance de energía, proporcionan mejores resultados que los restantes.

Para estimar su distribución espacial se ha seguido el mismo procedimiento que para la precipitación, no obstante, hay que destacar que no todas las estaciones proporcionan datos de evapotranspiración, y que sólo se disponían de valores medios para cada mes, aunque hay que resaltar que estos valores difieren poco de los reales, ya que los parámetros necesarios para su determinación sufren poca variación de un año a otro.

Dada la gran extensión de la cuenca (1.200 km²), para proceder a una mejor evaluación de la distribución espacial y temporal de la precipitación y de la evapotranspiración potencial, ésta se ha dividido a su vez en 48 subcuencas elementales, cada una de las cuales no supera los 50 km² de extensión. Para su realización se ha utilizado la cartografía militar de España a escala 1:50.000. A su vez, se ha reticulado cada una de las subcuencas en cuadrículas de 500 m de lado, de tal forma que las divisorias de las cuencas se han asimilado a un polígono formado por una serie de segmentos rectos, que son los lados de las retículas comprendidas dentro de los perímetros de las cuencas, intentando que la superficie real de cada cuenca y la del reticulado sean sensiblemente iguales. Mediante el procedimiento descrito, se ha calculado el valor de la precipitación mensual en el centro de cada retícula, partiendo de las tres estaciones más cercanas. Esta precipitación se puede considerar uniforme en toda la retícula, en el mes considerado. Posteriormente, la integración de la precipitación obtenida en todas las retículas, dividida por el total de retículas, evaluará la precipitación media sobre la subcuenca en el mes en cuestión, obteniéndose así la serie mensual del período 1952-1976. De esta forma se tiene la distribución espacio-temporal de la precipitación. Posteriormente, calculando la media ponderada por la superficie de cada subcuenca, se obtiene la precipitación mensual media para ese período en la cuenca global.

Para evaluar la distribución espacial de la evapotranspiración potencial, también se ha seguido el método anterior, con la diferencia de que se disponía únicamente de valores medios mensuales, y por tanto los resultados obtenidos son del mismo carácter.

Una vez conocida la distribución espacio-temporal de las variables citadas, se han aplicado algunos modelos determinísticos lluvia-escurrentía, para evaluar la escurrentía. Para ello, se han determinado los parámetros de cada uno de los modelos, comparando los resultados obtenidos a través de estos modelos, con las aportaciones reales en la cuenca.

La estimación de los parámetros de estos modelos,

se ha realizado mediante un procedimiento de optimización, basado en la minimización de tres funciones objetivo. A continuación se describen estas funciones:

$$F_1 = (AMA_c - AMA_r)^2$$

$$F_2 = \sum_1^{NA} (AA_c - AA_r)^2 / NA$$

$$F_3 = \sum_1^{NM} (AM_c - AM_r)^2 / NM$$

donde:

- AMA_c = Aportación anual media calculada
- AMA_r = Aportación anual media real
- AA_c = Aportación anual calculada
- AA_r = Aportación anual real
- AM_c = Aportación mensual calculada
- AM_r = Aportación mensual real
- NM = Número total de meses
- NA = Número total de años

Para la determinación del mínimo de estas funciones, se han calculado las mismas para una amplia gama de valores de los parámetros, hasta obtener los mínimos. Hay que destacar que los valores de los parámetros que hacen mínimos a las tres funciones no coinciden, y por ello se ha tomado como función prioritaria a F₁, no obstante, los valores que minimizan a F₁, son próximos a los que minimizan a F₂ y F₃.

Para calcular las aportaciones, se han realizado los balances de cada uno de los modelos en los dos tipos de suelo que componen la cuenca, obteniendo la aportación total como suma de las parciales, excepto en el modelo del coeficiente de ajuste en el que el balance se ha realizado en cada una de las 48 subcuencas que constituyen la cuenca global, estimando la aportación total como suma de las parciales.

A continuación se describen los modelos utilizados:

A. MODELO T. Este modelo fue propuesto por Thornthwaite y Mather (1955) y posteriormente revisado por Alley (1984).

En él, se asume que el suelo tiene una capacidad de almacenamiento de humedad (Φ). Una variable de estado, S_i, representa el almacenamiento al final del mes i. La humedad o almacenamiento en el suelo, aumenta o disminuye dependiendo de que la precipitación en el mes i, sea mayor o menor que la evapotranspiración potencial. Cuando la precipitación en el mes i, P_i, sea mayor que la evapotranspiración potencial, ETP_i, el almacenamiento será:

$$S_i = \min \{ (P_i - ETP_i) + S_{i-1}, \Phi \}$$

Cuando P_i sea menor que ETP_i , se produce una disminución en el almacenamiento del suelo. Thornthwaite y Mather (1957), Mather (1981) y Dunne y Leopold (1978), sugieren un modelo y proporcionan tablas y gráficos, y de esta forma S_i . Para ello se emplea una solución analítica. Los resultados tabulados por Thornthwaite y Mather (1955) están basados en un modelo que asume que la relación entre la pérdida de humedad de un suelo por evapotranspiración, y la evapotranspiración potencial es descrita por:

$$dS/dT = -(ETP_i - P_i)S/\Phi, \text{ cuando } P_i < ETP_i$$

La solución de esta ecuación es:

$$S_i = S_{i-1} \exp(- (ETP_i - P_i)/\Phi)$$

Aquí el déficit de humedad en el suelo al final del mes i , D_i , es definido como:

$$D_i = \Phi - S_i$$

Cuando en un mes i , P_i es mayor que ETP_i , y el almacenamiento de humedad del suelo alcanza su capacidad Φ , entonces el exceso de agua contribuye a la escorrentía.

$$Q = (P_i - ETP_i) + S_{i-1} - \Phi, \text{ cuando } S_i = \Phi$$

$$Q = 0, \text{ en cualquier otro caso;}$$

donde Q es la suma de los excesos de agua.

Un problema importante ha sido siempre explicar el retraso de exceso de agua a través de una superficie de flujo. La aproximación usual ha sido especificar que alguna fracción (λ), del exceso de agua, permanece en el suelo como parte del almacenamiento. Así la escorrentía para el mes es:

$$R_i = (1 - \lambda)(Q_{i-1} + Q)$$

y la humedad excedente al final del mes, Q_i , es:

$$Q_i = \lambda(Q_{i-1} + Q)$$

La fracción remanente, λ , varía con la profundidad y textura del suelo, tamaño y fisiografía de la cuenca, y la naturaleza del sistema del agua en el suelo. Originalmente, Thornthwaite y Mather (1955) sugieren usar un $\lambda = 0.5$. Para pequeñas cuencas en New Jersey, Mather (1975) usó $\lambda = 0.75$.

Este modelo se ha aplicado globalmente a la cuenca del Guadalupe, pero haciendo una modificación previa. El modelo original estima el almacenamiento de humedad en el suelo, mediante una función exponencial, mientras que en este estudio se ha asumido la siguiente función:

$$S_i = S_{i-1} + P_i - ETP_i$$

Por lo demás, el proceso de cálculo es similar al descrito anteriormente. La causa de esta variación en el modelo, son los resultados excesivamente elevados que se obtenían del parámetro Φ (no concordante, con las características de textura y profundidad del suelo) en el proceso de optimización, para determinar los parámetros del modelo, en su planteamiento original.

En el cuadro 1 aparece un esquema del modelo.

B. MODELO ABCD. Thomas (1981) presentó una alternativa para los modelos de balance de agua, con algunas novedades. Su modelo «abcd» define una variable de estado, llamada «agua disponible», como:

$$W_i = P_i + S_{i-1}$$

donde:

P_i es la precipitación en el mes i .

S_{i-1} es el almacenamiento de agua en el suelo al final del mes $i - 1$.

También se define una segunda variable de estado Y_i , la cual es la suma de la evapotranspiración real, E_i , durante el período i , y la humedad almacenada en el suelo al final del período i . Esto es:

$$Y_i = E_i + S_i$$

Esta variable de estado es calculada como una función no lineal del agua disponible W_i usando la expresión:

$$Y_i = (W_i + b)/2a - (((W_i + b)/2a)^2 - W_i b/a)^{0.5}$$

Esta función asume que: $Y_i \leq W_i$, $Y(0) = 1$ e $Y(\infty) = 0$.

b es un límite superior de Y .

Por otra parte, se asume que el ratio de pérdida de humedad del suelo por evapotranspiración es proporcional a su almacenamiento en el suelo:

$$dS/dt = -ETP * S/b$$

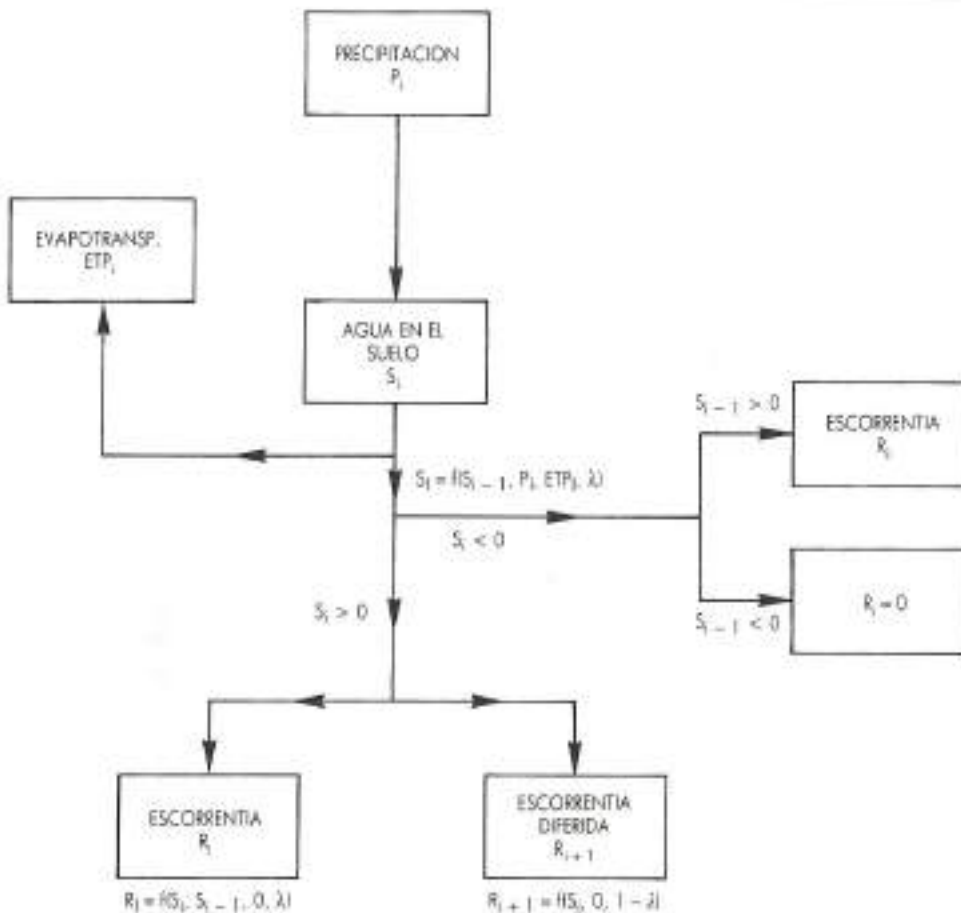
Asumiendo que el almacenamiento de humedad al principio de mes es Y_i , se llega a:

$$S_i = Y_i * \exp(- ETP_i/b)$$

La diferencia $W_i - Y_i$ es la suma de la escorrentía directa (DR_i) y la recarga de agua subterránea (GR_i). Esto se distribuye a través de un parámetro «c»:

$$GR_i = c(W_i - Y_i)$$

$$DR_i = (1 - c)(W_i - Y_i)$$



CUADRO 1. Modelo I. Thornthwaite y Mather (1955), Alley (1984).

La cantidad de agua de almacenamiento subterráneo al final del período $i(G_i)$, se calcula mediante un balance de masa:

$$G_i = (c(W_i - Y_i) + G_{i-1}) / (1 + d)$$

donde «d» es un parámetro del modelo.

La escorrentía total es:

$$Q_i = (1 - c) (W_i - Y_i) + dG_i$$

Siendo dG_i la fracción de almacenamiento subterráneo que produce escorrentía subsuperficial.

El modelo tiene cuatro parámetros, a , b , c y d . El parámetro «a» (varía entre 0 y 1) refleja lo propensa que es la escorrentía a ocurrir antes de que el suelo esté completamente saturado (Thomas y col. 1983). El parámetro «b» es un límite superior de la evaporotranspiración y el almacenamiento de agua en el suelo. El parámetro «c» se refiere a la fracción de escorrentía media que se convierte en agua subterránea. Finalmente, el parámetro «d» es el recíproco del tiempo de residencia del agua

subterránea o la fracción de almacenamiento de agua subterránea que va a escorrentía.

Este modelo se ha aplicado sin emplear ninguna modificación, utilizando una amplia gama de valores para los parámetros a , b , c y d . Para el parámetro b , se han utilizado dos valores, uno para cada tipo de suelo, y para los demás se ha tomado el mismo valor para los dos suelos de la zona.

En el cuadro 2 aparece un esquema del modelo.

C. MODELO ABC. Fue propuesto por Fiering (1967). Consiste básicamente en dos ecuaciones que relacionan la lluvia y el almacenamiento de agua en el suelo. Se aplica para intervalos anuales.

Las dos ecuaciones son:

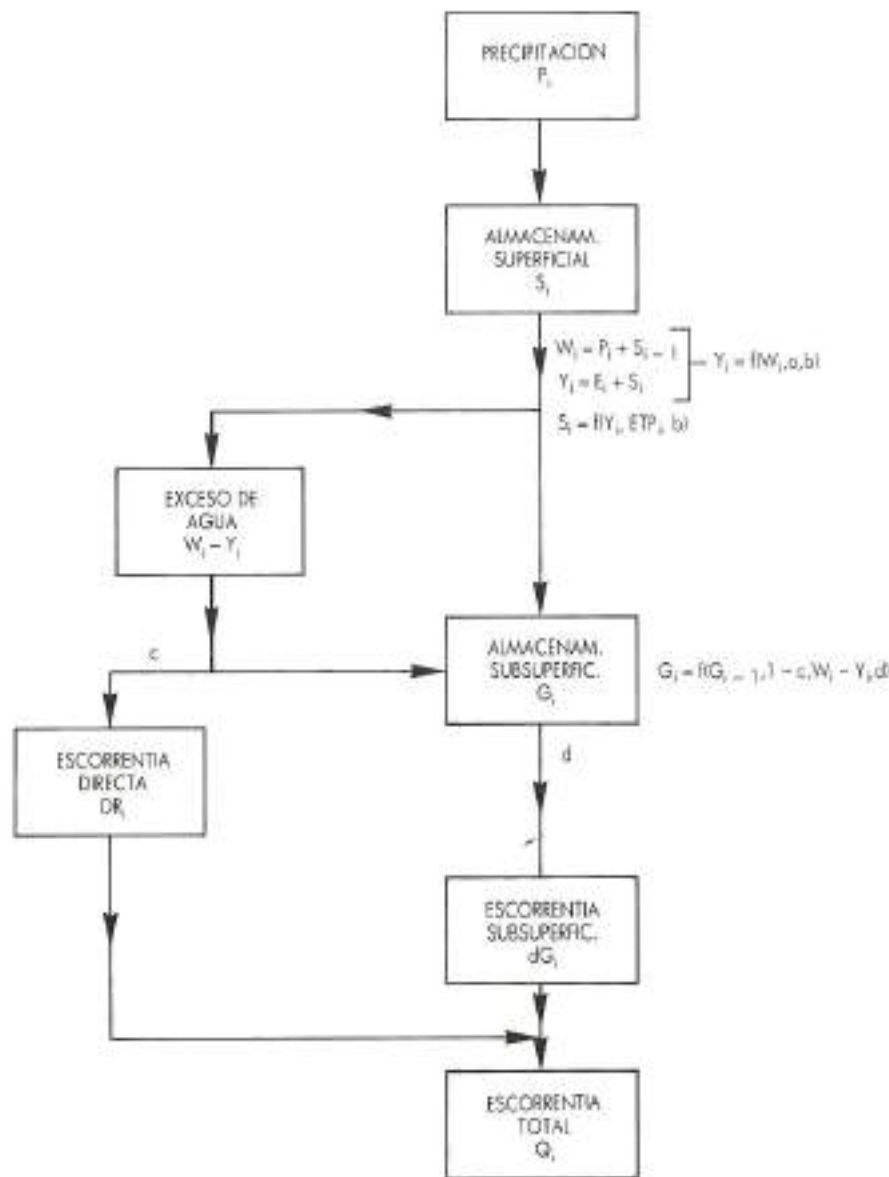
$$Q_i = (1 - a - b) X_i + cS_{i-1} + U_i; 1 - a - b = g$$

$$S_i = aX_i + (1 - c) S_{i-1} + V_i;$$

$$1 - c = d$$

donde:

Q_i es el flujo de corriente durante el año i .



CUADRO 2. Modelo abc.d. Thomas (1981).

X_i es la precipitación.

S_i es el almacenamiento de agua subterránea al final del año i .

U_i y V_i son errores aleatorios.

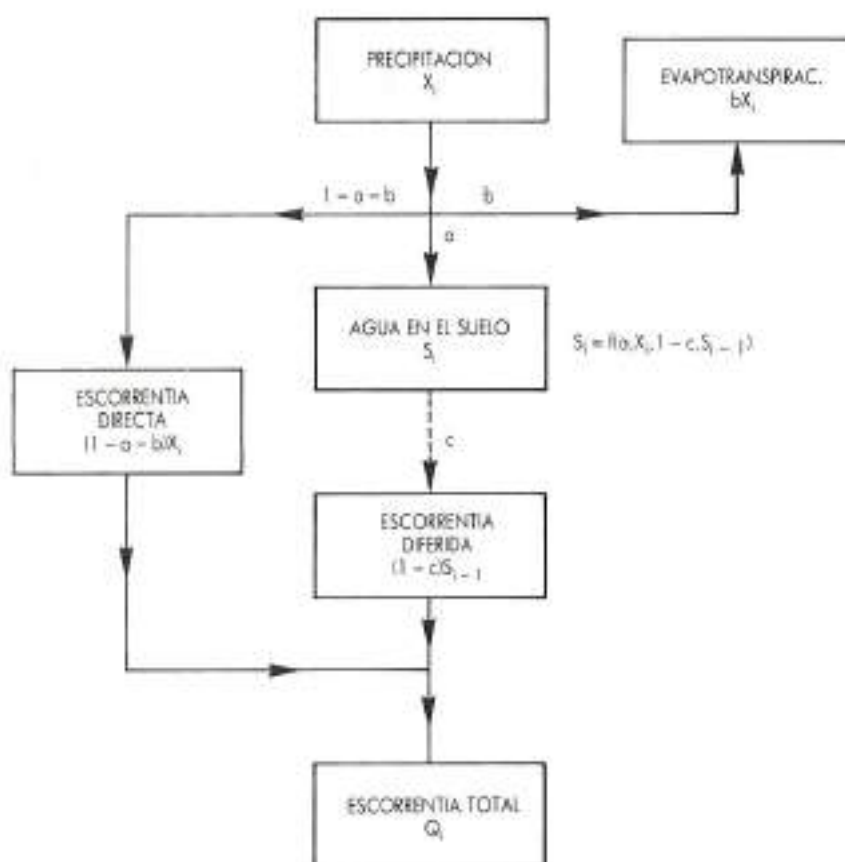
a es un parámetro del modelo y representa la fracción de precipitación anual que se infiltra a agua subterránea, b es la fracción que se evapora y c es la fracción de agua almacenada que descarga (escorrentía indirecta). El tiempo medio de residencia del agua subterránea es $1/c$.

Según Thomas y col. (1983), el modelo abc no es en general una representación aproximada de la cuenca real. Las cuencas son no lineales, naturalmente, pero en

suma el almacenamiento de reservas, incluyendo los acuíferos y el suelo, puede completarse, resultando una redistribución de entrada a otras partes del sistema.

El modelo original fue propuesto para períodos anuales, y en este caso se ha usado mensualmente. Además, se ha considerado una capacidad de almacenamiento en las ecuaciones de continuidad propuestas para el edículo, por ello, a los parámetros a , b y c del modelo, se le han adicionado Φ_1 y Φ_2 , que representa la capacidad de almacenamiento en los dos tipos de suelo de la cuenca del Guadalquivir.

En el cuadro 3 aparece un esquema del modelo.



CUADRO 3. Modelo abc. Hering (1967).

D. MODELO MS1. El principio básico de este modelo (McCuen y Snyder, 1986, cap. 11) es la partición de la precipitación mensual en dos componentes, filtración más evapotranspiración, y flujo de corriente. Esta partición se puede apreciar en el cuadro 4. La escorrentía que pasa por un punto aforado, en cualquier mes en el tiempo t de una secuencia de meses, es la suma de la respuesta rápida a la lluvia en ese mes, más la respuesta retardada a la lluvia en los meses previos. De esta forma, se puede escribir la ecuación general:

$$RO(t) = RR(t) + RC(1)DR(t) + RC(2)DR(t-1) + RC(3)DR(t-2) + RC(4)DR(t-3) + RC(5)DR(t-4)$$

donde:

- $RO(t)$ es la escorrentía en el mes t .
- $RR(t)$ es la respuesta rápida a la lluvia en ese mes.
- $DR(t)$ es la respuesta retardada en el mismo.
- $DR(t-i)$; $i = 1, \dots, 4$ es la respuesta retardada en los meses precedentes.
- $RC(t)$; $t = 1, \dots, 5$; son coeficientes de recesión.

Estos coeficientes de recesión, indican el reparto de la respuesta retardada a la lluvia en el mes actual y de los cuatro meses precedentes.

En este modelo los $RC(t)$ se calculan como sigue:

$$RC(t) = \frac{\exp[-PAR(1)(t-1)]}{\sum_t \exp[-PAR(1)(t-1)]}$$

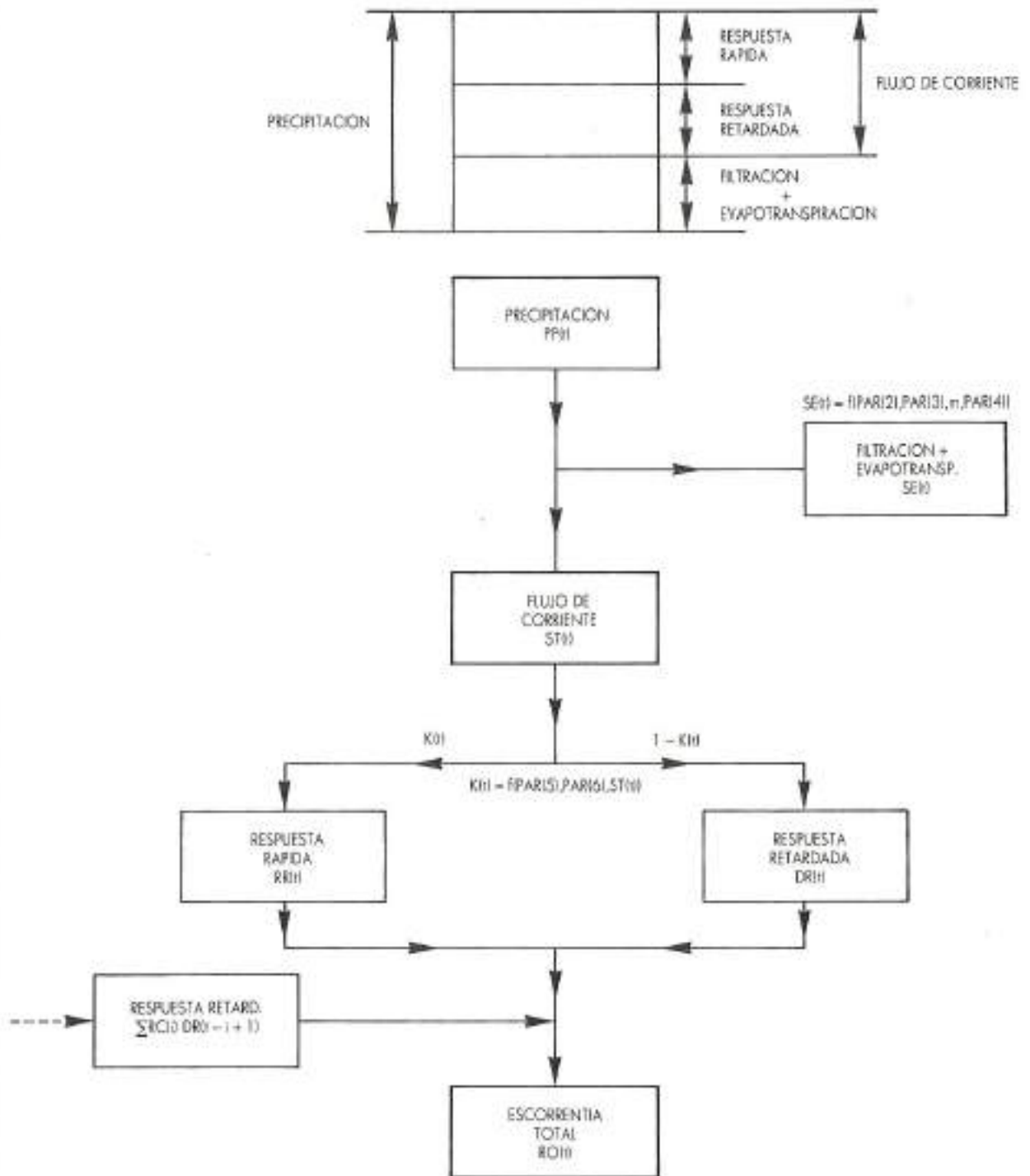
Donde $PAR(1)$ es un parámetro que hay que evaluar a partir de los datos registrados. La suma de los cinco coeficientes de recesión es la unidad.

El flujo de corriente, $S(t)$, es la precipitación menos la infiltración y la evapotranspiración. Se puede expresar como:

$$ST(t) = PP(t) - SE(t)$$

donde:

- $PP(t)$ es la precipitación en el mes t .
- $SE(t)$ es la infiltración más la evapotranspiración en ese mes.



CUADRO 4. Modelo MS1. McCuen y Snyder (1986).

Para especificar $SE(t)$ es necesario definir una función. Una primera aproximación es que la infiltración y la evapotranspiración varían como una onda senoidal de la siguiente forma:

$$SE(m) = PAR(2) + PAR(3) \text{ sen } (30m + PAR(4));$$

$(m = 1, \dots, 12; \text{Julio} = 1)$

$SE(m)$ tomará el mismo valor para cada enero en un registro, para cada febrero y así sucesivamente.

$PAR(2)$ establece el valor medio de la onda seno.

$PAR(3)$ es la amplitud de la onda.

$PAR(4)$ indica el desfase estacional de la onda.

El flujo de corriente se divide en respuesta rápida y respuesta retardada, lo cual puede ser expresado como:

$$ST(t) = RR(t) + DR(t)$$

Se puede definir un coeficiente de partición K , tal que:

$$RR(t) = K * ST(t) \text{ y } DR(t) = (1 - K) ST(t)$$

Este coeficiente de partición no es constante. Como una primera aproximación, se puede hacer que el coeficiente de partición sea una función lineal de flujo de corriente:

$$K(t) = PAR(5) + PAR(6) ST(t)$$

$PAR(5)$ y $PAR(6)$ se calculan a partir de los datos conocidos. Sustituyendo los valores de $RR(t)$, $DR(t)$, $DR(t-4)$ en la ecuación de la escorrentía, se tiene que:

$$RO(t) = K(1) ST(t) + RC(1) (1 - K(1)) ST(t) + \dots + RC(5) (1 - K(5)) ST(t - 4)$$

Los seis parámetros del modelo pueden ser evaluados a partir de la serie histórica de datos.

Para la aplicación de este modelo se han realizado una serie de simplificaciones:

1. Se introduce el concepto de almacenamiento de humedad en el suelo $S(t)$.
2. El coeficiente de partición, K , se ha considerado como una función lineal del almacenamiento de humedad en el mes anterior, lo cual parece bastante más razonable.

$$K(t) = PAR(5) + PAR(6) S(t - 1)$$

3. La respuesta rápida a la lluvia, $RR(t)$, se ha considerado proporcional a la lluvia en ese mes, y no al flujo de corriente.

$$RR(t) = K(t) PP(t)$$

4. Se han usado los datos de ETP disponibles, y no se han considerado las funciones propuestas para estimarlos.
5. Únicamente se ha considerado el mes anterior en el retardo, por lo que se tienen tan solo $RC(1)$ y $RC(2)$, cuya estimación se basa en el parámetro $PAR(1)$. Estos valores son fijos a lo largo del tiempo.
6. Se han introducido valores de capacidad de almacenamiento, Φ , para los dos tipos de suelo. Esto añade una nueva variable que es el exceso, $EX(t)$.

En el cuadro 4 aparece un esquema del modelo.

E. MODELO MS2. Este modelo diario (McCuen y Snyder, 1986, cap. 8), considera un almacenamiento superficial, $SROS$, que se produce a partir de la precipitación, PR :

$$SROS(t) = SROS(t - 1) + PR(t)$$

En él, se asume que la escorrentía superficial (SRO), está relacionada con el almacenamiento superficial, mediante la siguiente expresión:

$$SRO = (SROS - SROC * S)^2 / (SROS + S - S * SROC), \text{ si } SROS \geq 0,2S$$

$SRO = 0$ en cualquier otro caso.

$SROC$ es un coeficiente de ajuste de la escorrentía superficial y S está dado por:

$$S = 1.000/SROP - 10$$

donde $SROP$ está comprendido entre 0 y 100, $SROP$ es el parámetro de escorrentía superficial. El modelo considera que la escorrentía superficial se produce antes de que las demandas de infiltración o evapotranspiración sean satisfechas.

El agua que no aparece como escorrentía superficial, permanece en el almacenamiento ($SROS$) y es la que satisface la infiltración y la evapotranspiración. Se puede asumir que la cantidad de agua infiltrada es una función de las cantidades de agua en el almacenamiento superficial ($SROS$) y en el almacenamiento subsuperficial (GWS), de un coeficiente de ajuste y dos parámetros de entrada.

La infiltración, INF , viene dada por:

$$INF = PINF * SROS$$

donde $PINF$ se calcula como sigue:

$$PINF = CINF(1 - GWS/GWSM) \text{ si } GWS < GWSM$$

$$PINF = 0, \text{ si } GWS \geq GWSM$$

En la cual $GWSM$ es un parámetro de entrada que depende del almacenamiento subsuperficial disponible

en la cuenca, y $CINF$ es un coeficiente que debe ser ajustado para la cuenca en particular. La infiltración aumenta el volumen de almacenamiento subsuperficial:

$$GWS = GWS + INF$$

y disminuye el volumen de almacenamiento superficial:

$$SROS = SROS - INF$$

si $SROS$ es 0 no se produce infiltración.

El almacenamiento $SROS$ también se usa para satisfacer la demanda de evapotranspiración. La pérdida por evapotranspiración (ETS) es una función de un parámetro de entrada ($PETS$) y de la cantidad de almacenamiento superficial ($SROS$) y se calcula como:

$$ETS = SROS \text{ si } SROS < PETS$$

$$ETS = PETS \text{ si } SROS \geq PETS$$

La pérdida por evapotranspiración debe ser sustraída del almacenamiento superficial ($SROS$):

$$SROS = SROS - ETS$$

Otra de las hipótesis es que la escorrentía superficial y la infiltración se producen antes que la demanda de

evapotranspiración. Después de añadir la infiltración al almacenamiento superficial (GWS), la cantidad de escorrentía subsuperficial ($GWRO$) puede ser calculada. Para ello se usa la expresión:

$$GWRO = PGWRO (1 - \exp(-CGWS * GWS))$$

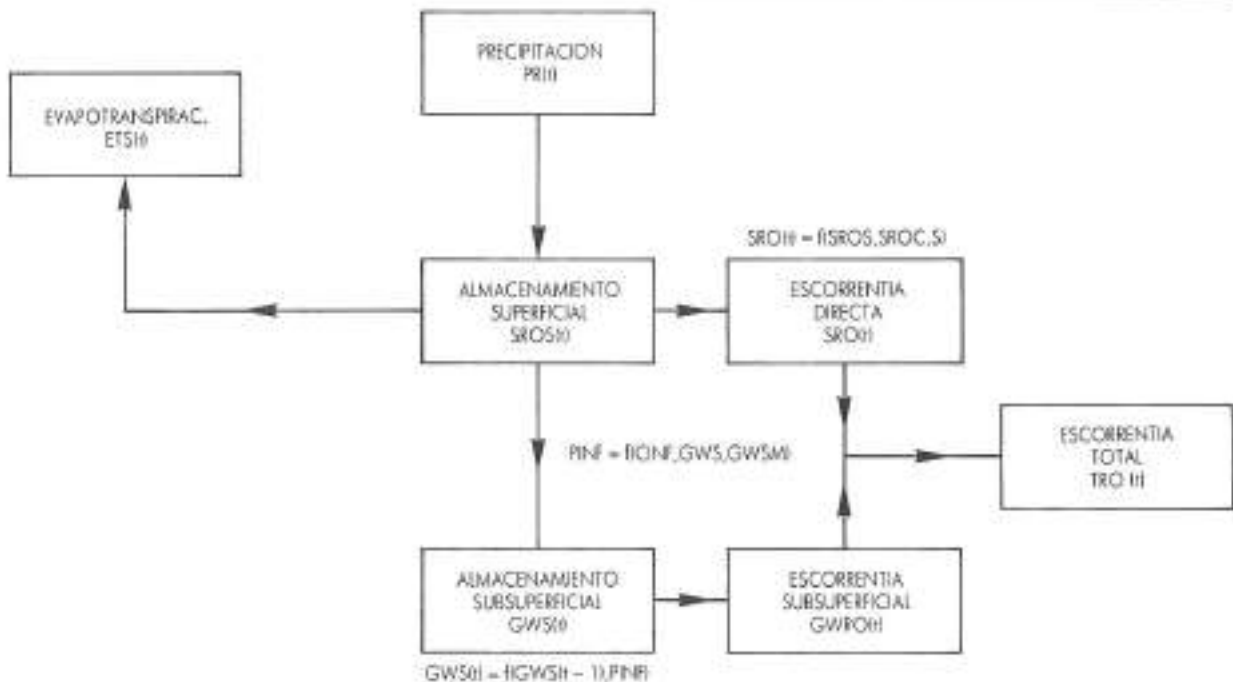
en la cual $PGWRO$ es un parámetro de entrada que refleja la capacidad de descarga del acuífero de agua subterránea y $CGWS$ es un coeficiente de ajuste, el cual refleja la tasa en que se produce $GWRO$. La cantidad de escorrentía subsuperficial se le ha de restar al almacenamiento subsuperficial:

$$GWS = GWS - GWRO$$

La escorrentía total (TRO) es la suma de la escorrentía superficial y la subsuperficial:

$$TRO = GWRO + SRO$$

En la aplicación de este modelo se han asumido una serie de simplificaciones, que afectan a su planteamiento original. Se ha aplicado mensualmente, y por otra parte, no se ha tenido en cuenta el almacenamiento subsuperficial, sólo se considera el superficial. Hudson (1988), en un análisis de la influencia del almacenamiento de humedad en el suelo, en los balances de agua, en cuencas forestales y de praderas, concluyó que el



CUADRO 5. Modelo M52. McCuen y Snyder (1966).

cambio en el almacenamiento ocurre principalmente en la zona más superficial y que, los cambios en el subsuperficial son mínimos. Esta es la causa por la que se ha asumido esta hipótesis.

Por otra parte, se considera que S es la capacidad de almacenamiento superficial, que tomará un valor para cada tipo de suelo, al igual que el parámetro $SROC$.

En el cuadro 5 aparece un esquema del modelo.

F. METODO DEL COEFICIENTE DE AJUSTE. Este modelo fue propuesto por Dal-Ré y col. (1987). Se basa en el modelo denominado «Número de Curva», elaborado por el «United States Soil Conservation Service» (USSCS). En éste, se estima la escorrentía superficial directa de una lluvia aislada y determinada, a partir de la precipitación total de dicha lluvia, de las condiciones precedentes de humedad en el suelo y de la cubierta vegetal (complejo hidrológico suelo-cubierta). La influencia del complejo suelo-cubierta se tiene en cuenta mediante el número de curva Nb , que es función del tipo de suelo, laboreo, condiciones hidrológicas para la infiltración y del grupo hidrológico del suelo (según textura y estructura). Las condiciones precedentes de humedad son de tres tipos: A , B y C que determinan las tres clases de números de curva, Na , Nb y Nc .

A partir del número de curva, se determina la máxima infiltración en el suelo (S):

$$S = 254 (100/N - 1), S \text{ en mm}$$

conocido S , la escorrentía directa producida por una precipitación P , se calcula como:

$$Q = (P - 0,2 S)^2 / (P + 0,8 S)$$

Las lluvias de magnitud inferior a $0,2 S$ mm se estima que no producen escorrentía.

La aplicación estricta del método del «Número de Curva», exige disponer de series pluviométricas diarias para determinar las condiciones precedentes de humedad en el suelo, para cada lluvia. Por otra parte, su aplicación da lugar a diferencias bruscas en la escorrentía producida en los límites entre las condiciones de humedad.

El método del coeficiente de ajuste utiliza las series pluviométricas mensuales, y el número medio mensual de días de lluvia, que son datos meteorológicos habitualmente disponibles. Según sus autores, su resultado no es tan riguroso como el del Número de Curva, pero tiene la ventaja de su mayor aplicabilidad, sin perder precisión, dado que los mayores errores en el cálculo de la escorrentía por el método citado, se deben principalmente a la determinación del número de curva.

Para su aplicación se necesitan datos de pluviometría media mensual, número medio de días de lluvia en cada mes; y todos aquellos datos que permitan calcular la escorrentía media anual, Qf , por cualquiera de los métodos que se usan normalmente. El período húmedo y

seco se fijará en función de las condiciones climatológicas de la región donde se aplique.

La condición de humedad A , se producirá en los meses cuyo número medio de días de lluvia sea inferior a 5; la condición B en aquellos meses en que esté comprendida entre 5 y 10, ambos inclusive; y en la condición C en los meses en que sea igual o superior a 11.

Otra de las hipótesis del modelo, es que únicamente una fracción de la precipitación media mensual, Pm , comprendida generalmente entre el 50 % y el 70 %, produce escorrentía superficial, por lo que la fórmula de la escorrentía media mensual queda como sigue:

$$Qm = (K * Pm - 0,2 S)^2 / (K * Pm + 0,8 S)$$

donde K es el llamado coeficiente de ajuste.

El resto de la precipitación del mes (no productora de escorrentía superficial directa) será la empleada en mantener en el suelo los niveles de humedad que correspondan a la condición en la que se haya clasificado ese mes.

Cuando $K * Pm$ es menor que $0,2 S$ no se produce escorrentía. Aplicando el procedimiento mes a mes, se obtendrá el valor medio anual como suma de los mensuales (Qt). Calculando la escorrentía anual mediante cualquiera de los procedimientos que se citan en la bibliografía (Qf), y ajustando el valor de K , de forma que Qt sea lo más próximo posible a Qf , se obtiene el valor de K , que permite calcular las escorrentías mensuales que se ajustan a la total calculada, permitiendo así el cálculo del balance hídrico mensual.

En cuanto a los números de curva usados para calcular S , el método también propone una modificación para las escorrentías en el período húmedo. Se establecen las relaciones:

$$\alpha = Na/Nb > 1 \text{ y } \beta = Nc/Nb > 1$$

Se introducen unos valores $N'a$ y $N'b$ tales que:

$$N'a = \alpha * Na; N'b = \beta * Nb$$

de forma que: α está comprendido entre 1 y Nb/Na y β entre 1 y Nc/Nb . En la tabla se tienen los valores de $N'a$ y $N'b$ en función de la precipitación media mensual, Pm , para el período húmedo.

En el período seco no se considera ninguna modificación, ya que las bajas precipitaciones dan origen a la condición A , exclusivamente, con un valor de $PM/4$ inferior a 12,5, para lo cual $\alpha = 1$.

El método no es aplicable a cuencas de más de 50 km², por no usar demasiados «Números de Curva» diferentes dentro de una cuenca, y no es aplicable en zonas excesivamente lluviosas, con lluvias muy uniformes a lo largo del año. Se excluyen también zonas con precipitaciones muy bajas, menos de 250 mm anuales.

En la aplicación de este método, se han empleado las series mensuales de precipitación, y no la precipitación

media mensual. Para calcular el número medio de días de lluvia, en los meses del período considerado, se ha promediado el número de días de lluvia de cada una de las estaciones que se sitúan en la cuenca.

Dado que el modelo no es aplicable en cuencas de extensión superior a 50 km², se ha desarrollado en cada una de las 48 subcuencas que componen la cuenca global, y se ha obtenido la aportación total como suma de las correspondientes a las subcuencas. Para ello, se ha calculado el número de curva de estas cuencas elementales, para las tres condiciones, teniendo en cuenta todas las combinaciones suelo-cubierta, que posee cada una de ellas. Los resultados aparecen en el cuadro 6.

TIPO DE SUELO-CUBIERTA	N _a	N _b	N _c
Labrar extensiva sobre suelo 1	51	70	85
Labrar extensiva sobre suelo 2	36	55	74
Matorral sobre suelo 1	59	77	90
Matorral sobre suelo 2	47	66	83
Olivar sobre suelo 1	80	91	97
Olivar sobre suelo 2	71	86	95
Coníferas sobre suelo 1	43	63	80
Coníferas sobre suelo 2	32	52	70

Suelo 1: Tierras pardas meridionales y rankers sobre pizarras, esquitos y cuarcitos.

Suelo 2: Tierras pardas meridionales y rankers sobre granitos, órfidos y porfidos.

- Labrar extensiva: se ha considerado como monte con pasto con condiciones buenas para la infiltración.
- Matorral: se ha considerado como monte con pasto con condiciones pobres para la infiltración.
- Olivar: se ha considerado como barbecho.
- Coníferas: se ha considerado como bosque con condiciones buenas para la infiltración.

CUADRO 6. Valores del Número de Curva en los distintos tipos de suelo cubierta de la cuenca del Guadalquivir.

El balance se ha realizado para distintos valores del parámetro *k*, hasta optimizar su valor. En este modelo no se necesitan datos de *ETP*. En el cuadro 7 aparece un esquema del modelo.

Hay que señalar que no se disponen de los valores reales de aportaciones en el Guadalquivir, durante los años 1960, 1961, 1962 y 1963, ya que fue un período en el cual se estuvo reparando el embalse y no se almacenó agua. Por ello, estos cuatro años no se han tenido en cuenta al calcular las funciones objetivo.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Como resultado del proceso de optimización en cada uno de los modelos propuestos, aplicados en la cuenca del

Guadalquivir, se han obtenido los siguientes valores de los parámetros (con subíndice 1 se especificarán los parámetros referentes al tipo de suelo Xerochrepts típicos sobre pizarras y subíndice 2 para los Xerochrepts típicos sobre granitos).

A. MODELO T

$$\begin{aligned} \Phi_1 &= 64 \text{ mm.} \\ \Phi_2 &= 77 \text{ mm.} \\ \lambda &= 0,75. \end{aligned}$$

B. MODELO ABCD

- a* = 1 (indica que la escorrentía se produce cuando el suelo está saturado).
- b*₁ = 215 mm (límite superior de la suma de la *ETP* y el almacenamiento de agua en el suelo).
- b*₂ = 215 mm.
- c* = 0,17 (indica que el 17 % de la escorrentía media se convierte en agua subterránea).
- d* = 0,83 (fracción de almacenamiento de agua subterránea que produce escorrentía).

C. MODELO ABC

- $\Phi_1 = 65 \text{ mm.}$
- $\Phi_2 = 70 \text{ mm.}$
- a* = 0,4 (el 40 % de la precipitación mensual se almacena en el suelo).
- b* = 0,5 (el 50 % de la precipitación mensual se evapora).
- c* = 0,82 (el 82 % del agua almacenada descarga en el mes siguiente).

D. MODELO MS1

- PAR*(1) = 0,60; este valor implica que:
 - *RC*(1) = 0,6457 (fracción del exceso del mes *i*, que produce escorrentía en el mes *i*).
 - *RC*(2) = 0,3543 (fracción del exceso del mes *i*, que produce escorrentía en el mes *i* + 1).
- PAR*(5) = 0,010.
- PAR*(6) = 0,002.
- $\Phi_1 = 80 \text{ mm.}$
- $\Phi_2 = 90 \text{ mm.}$

E. MODELO MS2

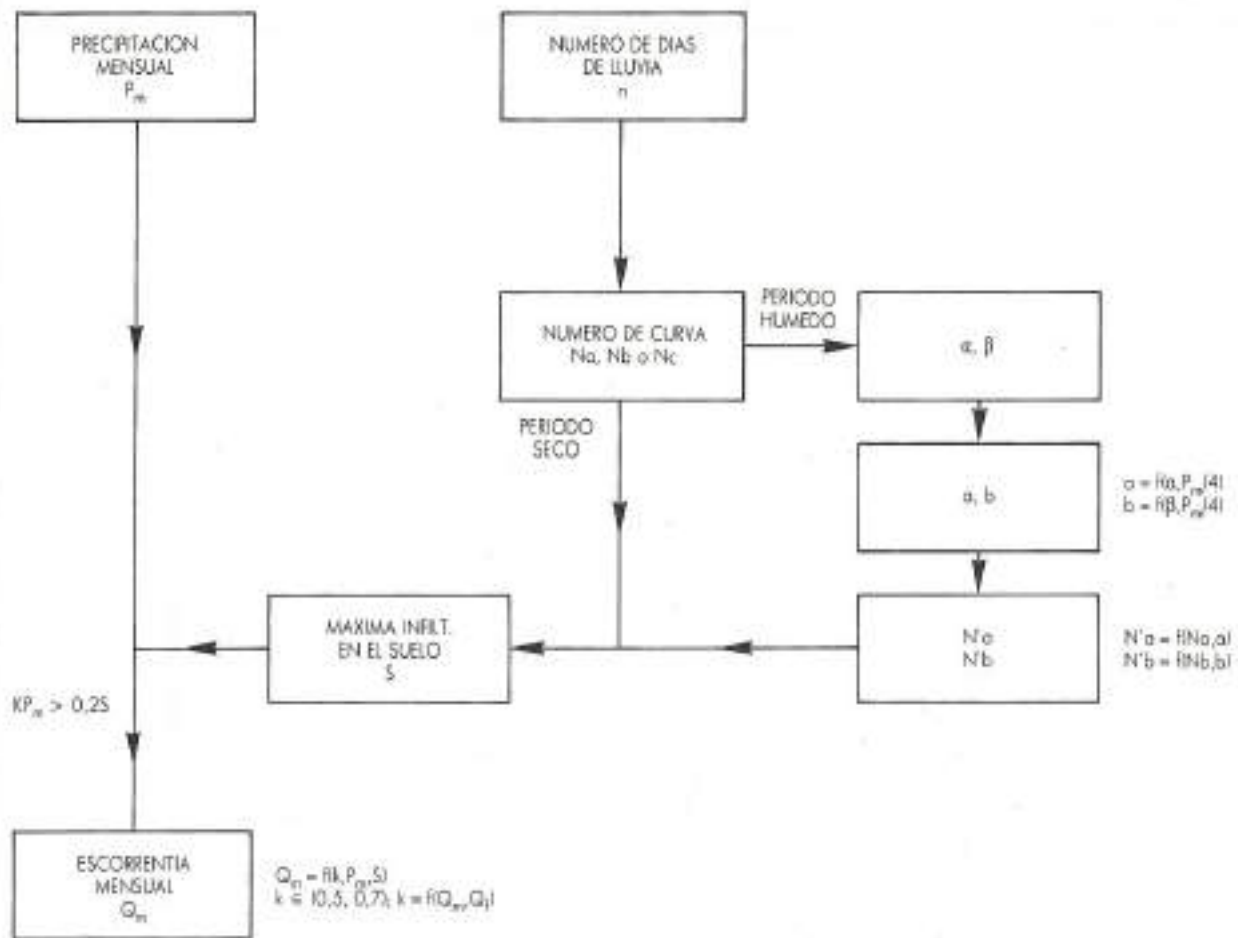
- S*₁ = 117 mm.
- S*₂ = 117 mm.
- SROC*(1) = 0,95 (parámetro de ajuste para la pizarra).
- SROC*(2) = 0,90 (parámetro de ajuste para el granito).

F. METODO DEL COEFICIENTE DE AJUSTE

- K* = 0,717 (fracción de la precipitación mensual que produce escorrentía).

Los valores de las funciones objetivo de cada uno de los modelos, aparecen en el cuadro 8.

De la observación de este cuadro, se aprecia que el modelo abc es el que peor se comporta, además de necesitar del ajuste de 5 parámetros.



CUADRO 7. Modelo del Coeficiente de Ajuste. Dol-88, Ayuga y García (1987).

También se puede apreciar un peor comportamiento en el modelo del coeficiente de ajuste, pero tiene la ven-

MODELO	NUMERO DE PARAMETROS A AJUSTAR	f ₁	f ₂	f ₃
MODELO T	3	0	3.076,6	307,70
MODELO abcd	5	0	3.231,7	247,23
MODELO abc	5	0	7.039,7	668,20
MODELO MS1	5	0	2.925,1	262,10
MODELO MS2	4	0	4.064,3	235,30
C. DE AJUSTE	1	0	3.949,3	426,10

CUADRO 8. Valor de las funciones objetivo para los modelos aplicados.

taja de que únicamente necesita de un parámetro de ajuste.

El modelo MS2 da un valor elevado de F₂, sin embargo, es el que da un menor valor de F₃. Se ha desechado, ya que los valores resultantes de capacidad de almacenamiento (117 mm) son elevados respecto a 62,5 y 75 mm que dan algunos autores (Dunne y Leopold, 1978, cap. 8), para estos tipos de suelo, teniendo en cuenta su profundidad media y la cubierta vegetal.

De los tres modelos restantes, se puede destacar que dan resultados similares, en lo referente al valor de las funciones objetivo, sin embargo, en el modelo MS1 se obtienen unos valores elevados de capacidad de almacenamiento (80 y 90 mm) por lo que también se ha desechado.

En cuanto al modelo T y el abcd, los resultados son muy similares, no sólo en lo referente a las funciones objetivo, ya que el valor obtenido en el abcd de $\alpha = 1$, indica que la escorrentía se produce cuando el suelo está

Na		Nb	
$P_{a/4}$	α	$P_{m/4}$	b
< 12,5	1	< 12,5	0,9
12,5 - 28	$0,5 + \alpha/2$	12,5 - 28	$0,5 + \beta/2$
> 28	α	> 28	β

TABLA 1. Modificación de los números de curvo en el modelo del coeficiente de ajuste.

saturado, lo cual coincide con una de las hipótesis del modelo T. Bajo estos resultados, se podría seleccionar cualquiera de los dos modelos.

Finalmente, y para la realización de otro trabajo, se seleccionó el modelo T, ya que los resultados obtenidos en sus parámetros, son muy similares a los que se dan en la bibliografía, además de necesitar de un número inferior de parámetros de ajuste.

Los valores de las aportaciones reales y calculadas mediante el modelo T, aparecen en la tabla 3.

3.1. ANALISIS ESTADISTICO DEL MODELO T

Una vez seleccionado el modelo T, se ha realizado un análisis estadístico comparativo de los resultados obtenidos y los datos reales de la cuenca del embalse del Guadalmellato. Para ello, utilizando el test de Smirnov, se ha comprobado si la serie de datos reales y la de los calculados, se ajustan a la misma distribución de frecuencias. También se ha aplicado el test no paramétrico de Wilcoxon, para comparar las medias de los valores reales y los calculados, tanto mensual como anualmente. El empleo de este test no paramétrico se debe a que los datos no proceden de poblaciones normales, además de disponerse de un número pequeño de ellos.

Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 9. Se puede apreciar que las series de junio, julio, octubre, noviembre y diciembre, no coinciden en cuanto a distribución de frecuencias. La ausencia de ajuste en los meses de junio y julio no tiene importancia desde el punto de vista cuantitativo, ya que en cada uno de ellos se produce una escorrentía inferior al 1 % de la anual, y prácticamente no tienen incidencia en la producción de agua.

La discordancia en los meses de octubre, noviembre y diciembre tiene una mayor trascendencia, ya que suponen más del 20 % de la escorrentía anual producida, sin embargo, se puede observar que el modelo predice bien el valor medio en los meses de noviembre y diciembre, y falla en el mes de octubre, cuya escorrentía media es inferior al 5 % de la anual.

De este análisis, se puede concluir que el modelo T produce resultados bastante aceptables, desde el punto de vista estadístico, en comparación con los datos reales.

FUNCIONES OBJETIVO
$F_1 = (A.M.A.C - A.M.A.R)^2$
$F_2 = \sum_1^{NA} (A.A.C - A.A.R)^2 / NA$
$F_3 = \sum_1^{NM} (A.A.C - A.A.R)^2 / NM$
$A.M.A.R =$ Aportación media anual real en Hm^3
$A.M.A.C =$ Aportación media anual calculada en Hm^3
$A.M.R =$ Aportación mensual real en Hm^3
$A.M.C =$ Aportación mensual calculada en Hm^3
$A.A.R =$ Aportación anual real en Hm^3
$A.A.C =$ Aportación anual calculada en Hm^3
NM = Número total de meses
NA = Número total de años

TABLA 2.

4. CONCLUSIONES

Del trabajo realizado se pueden destacar las siguientes conclusiones:

1. De todos los modelos determinísticos lluvia-escorrentía que se han probado en la cuenca del embalse del Guadalmellato, el modelo T y el abed son los de mejor comportamiento. De ellos se puede destacar el modelo T, ya que necesita un menor número de parámetros de ajuste, y los valores obtenidos para los mismos son similares a los que se dan en la bibliografía para sistemas suelo-cubierta similares.
2. Del estudio estadístico comparativo de los datos resultantes de aplicar el modelo T y los valores reales, se desprende que el modelo falla únicamente en los meses de junio, julio y octubre, lo cual no tiene mucha importancia desde el punto de vista cuantitativo ya que no superan el 7 % de la escorrentía anual.
3. Los valores obtenidos para los parámetros en los distintos sistemas suelo-cubierta de la zona, podrían ser extrapolados a cuencas no aforadas que posean sistemas similares, para así poder evaluar sus recursos hídricos superficiales.

5. BIBLIOGRAFIA

- ALCAIDE, M. (1986). «Análisis estacional y regional de la precipitación en el Valle del Guadalquivir». Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba.
- ALLEY, W. H. (1984). «On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in

HIDRAULICA E HIDROLOGIA

APORTACIONES REALES (Hm ³), SUPERFICIE: 1.200 km ²												
AÑO	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OCT.	NOV.	DIC.
1952	26,15	7,03	95,06	115,28	23,76	1,33	0,99	2,30	1,04	10,48	0,87	13,12
1953	10,05	4,18	1,92	16,43	0,55	0,62	0,78	0,59	0,32	4,35	0,53	2,74
1954	0,73	0,81	4,87	0,81	0,50	0,43	0,32	0,21	0,12	0,06	0,16	1,71
1955	38,53	64,35	12,63	3,35	0,49	0,70	0,90	0,73	0,44	8,94	24,10	62,37
1956	16,61	3,50	30,06	15,07	11,75	0,74	0,98	0,82	0,81	4,92	6,49	3,74
1957	0,10	2,28	1,01	0,93	8,98	0,45	0,55	0,39	0,20	0,80	2,87	3,18
1958	2,24	3,78	2,16	3,89	0,43	0,17	0,19	0,13	0,00	0,03	0,00	145,58
1959	21,45	8,95	16,72	3,16	0,80	1,13	0,93	0,76	0,44	0,17	2,35	16,03
1964	2,33	100,75	69,58	8,91	0,63	1,56	0,63	0,40	0,22	0,41	0,84	4,33
1965	10,03	27,77	49,72	1,11	0,62	0,53	0,75	0,39	6,22	19,08	19,52	19,95
1966	55,70	77,65	13,29	15,81	0,39	0,58	0,82	0,44	0,29	0,38	17,01	0,71
1967	6,83	23,79	12,79	1,14	2,53	0,89	0,71	0,82	0,39	0,88	3,17	0,95
1968	0,22	63,16	52,57	33,81	3,68	0,86	1,13	0,96	0,62	0,34	2,91	11,64
1969	40,14	65,25	179,80	16,72	4,66	1,29	1,18	1,00	2,23	9,42	32,71	8,03
1970	352,83	14,78	3,92	3,09	1,01	3,48	0,99	0,78	0,43	0,21	0,10	0,34
1971	5,82	2,76	3,33	32,21	48,41	5,89	0,94	0,76	0,44	0,20	0,09	0,27
1972	5,42	58,86	34,30	2,53	2,28	0,70	0,94	0,76	0,44	12,29	12,70	31,94
1973	27,61	6,69	2,73	1,00	7,21	1,69	0,91	0,71	0,36	14,76	1,41	17,02
1974	4,33	11,07	6,62	17,87	10,73	1,36	0,87	0,73	0,47	0,00	0,17	0,00
1975	1,81	13,28	39,82	3,21	2,53	1,25	1,08	0,73	0,50	0,30	0,24	0,70
1976	0,26	9,17	5,06	36,14	3,37	0,62	1,84	0,73	0,66	0,91	7,56	32,94
APORTACIONES MEDIAS (Hm ³)												
ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OCT.	NOV.	DIC.	ANUAL
29,96	27,14	30,28	15,83	6,45	1,25	0,88	0,72	0,79	4,23	6,47	17,97	142,07
APORTACIONES CALCULADAS (Hm ³)												
AÑO	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OCT.	NOV.	DIC.
1952	21,27	9,87	87,61	39,42	17,74	7,98	3,59	1,62	0,73	0,33	0,15	0,07
1953	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1954	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1955	56,58	80,75	36,34	16,35	7,36	3,31	1,49	0,67	0,30	0,14	27,02	64,83
1956	57,11	25,70	69,33	31,20	14,04	6,32	2,84	1,28	0,50	0,26	0,12	0,05
1957	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1958	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	150,73
1959	81,90	36,86	16,58	7,46	3,36	1,51	0,68	0,31	0,14	0,06	0,03	6,67
1964	60,91	92,62	63,37	28,52	12,83	5,77	2,60	1,17	0,53	0,24	0,11	0,05
1965	9,44	24,48	11,06	4,98	2,24	1,01	0,45	0,20	0,09	0,04	0,02	11,22
1966	49,88	97,63	43,93	19,97	8,90	4,00	1,80	0,81	0,36	0,16	4,16	1,87
1967	10,12	22,79	10,25	4,61	2,08	0,93	0,42	0,19	0,09	0,04	0,02	0,01
1968	0,00	45,56	33,70	15,17	6,82	3,07	1,38	0,62	0,28	0,13	3,70	19,03
1969	58,08	107,20	100,57	45,26	20,37	9,16	4,12	1,86	0,84	0,38	23,85	12,76
1970	183,27	84,72	38,12	17,16	7,72	3,47	1,56	0,70	0,32	0,14	0,06	0,03
1971	0,01	0,01	0,00	9,81	13,10	5,90	2,65	1,19	0,54	0,24	0,11	0,05
1972	5,14	72,94	50,34	22,65	10,19	4,59	2,06	0,93	0,42	6,20	19,58	39,39
1973	26,91	12,11	5,45	2,43	1,10	0,50	0,22	0,10	0,05	0,02	0,01	8,27
1974	3,72	1,67	0,90	3,67	1,65	0,74	0,33	0,15	0,07	0,03	0,01	0,01
1975	0,00	3,25	43,35	19,51	8,78	3,95	1,78	0,80	0,36	0,16	0,07	0,03
1976	0,01	0,67	0,30	16,51	7,43	3,34	1,50	0,68	0,30	0,14	0,06	60,39
APORTACIONES MEDIAS (Hm ³)												
ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OCT.	NOV.	DIC.	ANUAL
27,97	34,22	29,11	14,50	6,94	3,12	1,40	0,63	0,29	0,41	3,77	17,88	142,23

TABLA 3. Aportaciones Reales y calculadas mediante el modelo T en la Cuenca del Embalse del río Guadalupe (Hm³).

PERIODO	TEST DE SMIRNOV		TEST DE WILCOXON	
	VALOR OBSERVADO DEL ESTADISTICO	POBLACIONES IGUALES?	VALOR OBSERVADO DEL ESTADISTICO	MEDIAS IGUALES?
ANUAL	0,136	SI	126	SI
ENERO	0,363	SI	132	SI
FEBRERO	0,273	SI	82	SI
MARZO	0,273	SI	96	SI
ABRIL	0,363	SI	89	SI
MAYO	0,363	SI	80	SI
JUNIO	0,545	NO	29	NO
JULIO	0,545	NO	58	NO
AGOSTO	0,318	SI	117	SI
SEPTIEMBRE	0,273	SI	191	NO
OCTUBRE	0,500	NO	246	NO
NOVIEMBRE	0,545	NO	180	SI
DICIEMBRE	0,545	NO	116	SI

Nivel de significación = 0,05

Región de aceptación para el test de Smirnov = 10, 0,364

Región de aceptación para el test de Wilcoxon = 165, 187

CUADRO 9. Test de comparación de los escorrentías reales y calculadas, mediante el modelo T, en la cuenca del Guadalquivor.

monthly water balance models. Water Resources Research, vol. 20, No. 8, pp. 1137-1149. August 1984.

C.E.B.A.C. (1971). «Estudio Agrobiológico de la Provincia de Córdoba». C.S.I.C. Madrid, 1971.

DAL-RE, R.; AYUGA, F., y GARCIA, A. I. (1987). «Nuevo método del coeficiente de ajuste para el cálculo simplificado de las escorrentías en pequeñas cuencas no aforadas». Congreso de Smagua. Zaragoza, 1987.

DEAN, J. D., y SNYDER, W. M. (1977). «Temporally and areally distributed rainfalls». Journal of the Irrigation and Drainage Division, 103(2):221-229.

DUNNE, T., y LEOPOLD, L. B. (1978). «Water in environmental planning». W. H. Freeman and Company, San Francisco.

ELIAS, F., y GIMENEZ, R. (1965). «Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España». Ministerio de Agricultura. Mapa Agronómico Nacional.

FIERING, M. B. (1967). «Streamflow synthesis». Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1967.

GUTIERREZ DE RAVE, E. (1987). «La evaluación de los recursos hidrológicos de Andalucía». Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba.

HUDSON, J. A. (1988). «The contribution of soil moisture storage to the water balances of upland forested and grassland catchments». Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques, 33, 3, 6/1988, pp. 289-308.

M.A.P.A. (1986). «Mapa de cultivos y aprovechamientos de la provincia de Córdoba».

MATHER, J. R. (1975). «Estimation of areal average precipitation using different network densities and averaging techniques». Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol., 28(2), 1-99, 1975.

MATHER, J. R. (1981). «Using computer stream flow in watershed analysis». Water Resour. Bull. 17(3), 474-482, 1981.

McCUEN, R. H., y SNYDER, W. M. (1986). «Hydrologic modeling. Statistical methods and applications». Prentice Hall. Englewood Cliffs. New Jersey.

SAXTON, K. E., y McGUINNESS, J. L. (1982). «Hydrologic modeling of small watersheds». Edited by C. T. Haan, H. P. Johnson, D. L. Brakensiek. ASAE Monograph No. 5.

SINGH, V. P., y CHOUWDHURY, P. K. (1986). «Comparing some methods of estimating mean areal rainfalls». Water resour. bull., vol. 22, no. 2, pp. 275-282.

THOMAS, H. A. (1981). «Improved methods for National Water Assessments». Report, contract WR 15249270, U.S. Water Resour. Council, Washington, D.C., 1981.

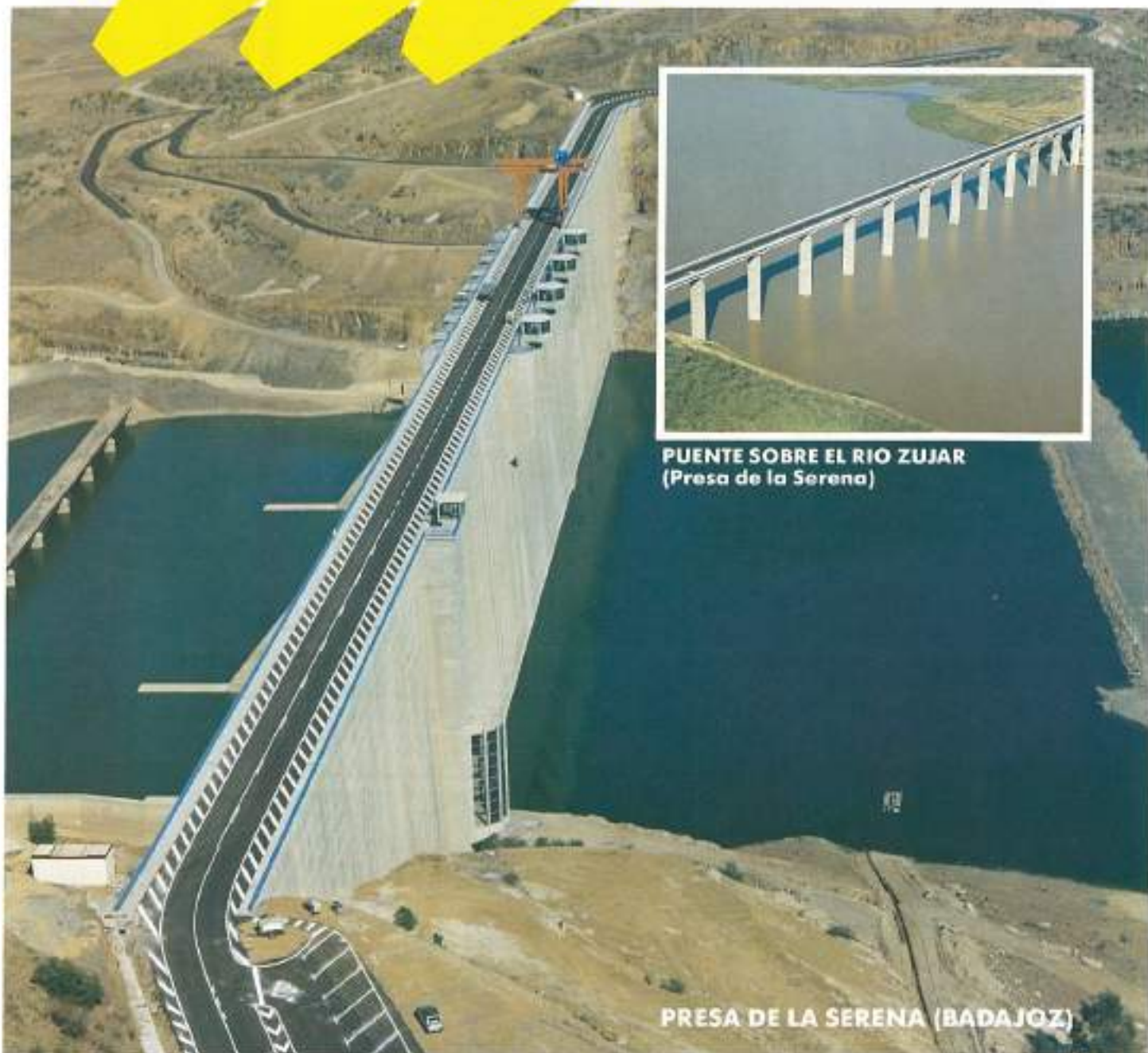
THOMAS, H. A.; MARIN, C. M.; BROWN, M. J., y FIERING, M. B. (1983). «Methodology for water resource assessments». Report to U.S. Geological Survey, Rep. NTIS 84-124163, Natl. Tech. Info. Serv., Springfield, Va. 1983.

THORNTHWAITE, C. W., y MATHER, J. R. (1955). «The water balances». Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol., 8(1), 1-104.

THORNTHWAITE, C. W., y MATHER, J. R. (1957). «Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balances». Laboratory of climatology, Drexel Inst. Technol. Publication No. 10(3), 185-311.

WEI, T. CH., y McGUINNESS, J. L. (1973). «Reciprocal distance squared method. A computer technique for estimating areal precipitations». A.R.S.-NC-8.

COMPROMISO DE CALIDAD



PUENTE SOBRE EL RIO ZUJAR
(Presa de la Serena)

PRESA DE LA SERENA (BADAJOZ)



CENTRALES ELECTRICAS • AGRONOMIA • OBRAS HIDRAULICAS
• CARRETERAS • PUERTOS Y COSTAS • ARQUITECTURA Y URBANISMO •
GEOLOGIA Y GEOTECNIA • MEDIO AMBIENTE • PLANTAS INDUSTRIALES



inypsa

INFORMES Y PROYECTOS, S.A.

INGENIEROS CONSULTORES

MADRID

General Diaz Portier, 49
Teléfono 191 402 95 92*
Telex: 47095 inyp E
28001 MADRID

BARCELONA

Gran Via de Carlos III, 124
Teléfono 1951 205 09 62
Telex: 07809 inyp E
08034 BARCELONA