

ESTIMACIÓN DE UN INDICADOR DE LA RESISTENCIA DE LOS ACUÍFEROS ESPAÑOLES A LAS SEQUÍAS

(sequías/acuíferos/resistencia/agotamiento/España)

TEODORO ESTRELA MONREAL *

* Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Paseo Bajo Virgen del Puerto, 3. 28037 Madrid

RESUMEN

Las descargas de las aguas subterráneas a los ríos y manantiales son función de las recargas y de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos. En la mayoría de los casos, el agotamiento de un acuífero puede representarse por la suma de varias exponenciales decrecientes, siendo los coeficientes de recesión de estas exponenciales función de las propiedades hidrodinámicas del acuífero, de sus dimensiones y de la naturaleza de la conexión río-acuífero. En muchas ocasiones es suficiente con tomar una única exponencial, lo que se correspondería con el modelo de transferencia recarga-descarga para acuíferos conectados con ríos o manantiales, denominado modelo unicelular. El parámetro de recesión de este modelo ha sido obtenido recientemente con motivo de la elaboración del Libro Blanco del Agua en España (LBAE) en todas las unidades hidrogeológicas delimitadas en el territorio peninsular español.

Un concepto muy utilizado para representar el comportamiento diferido de un acuífero y de su resistencia a las sequías es el de tiempo de respuesta, que está estrechamente relacionado con el parámetro de recesión del modelo unicelular. Un tiempo de respuesta característico de un acuífero es el tiempo de semivaciado, que en este artículo se ha obtenido en las unidades hidrogeológicas delimitadas en España a partir del parámetro de recesión. Por otra parte, y siguiendo la tabla de equivalencias utilizada en Francia para caracterizar la resistencia a la sequía a partir del tiempo de semivaciado, se han categorizado todos los acuíferos, analizando los resultados e indicando la necesidad de adaptar la clasificación francesa a una más acorde con las características de mayor irregularidad hidrológica existentes en España. Finalmente se han mostrado algunos ejemplos que ilustran el grado de resistencia a la sequía en distintas cuencas en España.

ABSTRACT

Groundwater discharges to rivers and springs are a function of recharges and hydrodynamic aquifer properties. In most cases, the aquifer recession can be represented by the sum of several decreasing exponential, being the recession coefficients of these exponential laws a function of the aquifer hydrodynamic properties, its dimensions and the characteristics of the aquifer-river connection. In many cases it is enough to take only one exponential, which would correspond with recharge-discharge transfer model for aquifers connected to rivers and springs, called unicellular model. The recession parameter of this model has been recently obtained for Spanish hydrogeological units in the framework of the works carried out for the elaboration of the White Paper on Water in Spain.

A very used concept to represent the aquifer delaying behaviour and its resistance to droughts is the response time, very related with the recession parameter of unicellular model. A characteristic response time of an aquifer is the called half emptying time, which in this article has been obtained for the Spanish hydrogeological units from recession parameter data. On the other hand, and taking into consideration the classification used in France to characterise the resistance to droughts from the half emptying time, Spanish hydrogeological units have been categorised, analysing the results obtained and showing the need to adapt the French classification to take into account the greatest hydrological irregularity existing in Spain. Finally, some examples illustrating the degree of resistance to drought in several Spanish basin are shown.

INTRODUCCIÓN

Los acuíferos reciben recargas procedentes de diversas fuentes, como son la lluvia, el agua aplicada para el riego

y no utilizada por las plantas, las filtraciones que se producen en los cauces perdedores, etc. y producen descargas de diversos tipos, fundamentalmente a través de manantiales y ríos, o directamente al mar. Entre la recarga al acuífero y su descarga se produce un almacenamiento y un movimiento del flujo del agua subterránea, que depende esencialmente de las características hidrodinámicas del medio poroso saturado, fundamentalmente de su coeficiente de almacenamiento y de su transmisividad (Cruces, 2000). Este flujo es habitualmente muy lento, al menos si se compara con las velocidades de las aguas superficiales, pudiendo variar desde días en los acuíferos más rápidos, como suele ser el caso de los cársticos, hasta meses e incluso muchos años, en los de mayor inercia.

Las descargas de las aguas subterráneas a los ríos y manantiales son función de las recargas y de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos, las cuales confieren a éstos su mayor o menor resistencia a la sequía, al regular, en mayor o menor medida, las series de recargas. Estas descargas siguen leyes de agotamiento de exponenciales decrecientes (Estrela y Sahuquillo, 1993), los niveles decrecen más lentamente cuanto más bajos son y de la misma manera los caudales disminuyen de forma decelerada. Esto confiere a los acuíferos un comportamiento económico y una cierta resistencia a la sequía que les permite regular las posibles deficiencias en su alimentación o recargas (Margat, 1998).

A continuación, y tras mostrar un ejemplo sobre las diferencias entre las series de precipitaciones, recargas y descargas de unos acuíferos de la cuenca del Júcar en España, y de la regulación que producen, se describe y justifica un modelo muy utilizado para describir la transferencia recarga-descarga, el modelo unicelular, cuyo parámetro de recesión ha sido obtenido recientemente para las unidades hidrogeológicas delimitadas en España, con motivo de la elaboración del LBAE (MIMAM, 1998). Este parámetro se ha relacionado con un indicador de la resistencia a la sequía basado en el tiempo de respuesta, procediéndose a clasificar los acuíferos a partir de él.

LA SEQUÍA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

En general se suele hablar de sequía de aguas subterráneas cuando los niveles piezométricos y, consecuentemente, el volumen de agua almacenado en un acuífero se reduce por debajo de determinados niveles (Lanen and Peters, 1999). Usualmente se utilizan los niveles piezométricos como indicadores de sequía, debido a su facilidad de medida, aunque en rigor, la variable más adecuada debería ser el almacenamiento, que sería la responsable directa de la ausencia del recurso de origen subterráneo (Cruces, 2000).

Se podría decir que la sequía hidrogeológica se produce en un período de tiempo en que el volumen almacenado en el acuífero se sitúa por debajo de un nivel de refe-

rencia, que sería por ejemplo el medio. Esta sequía se encuentra siempre asociada a una sequía meteorológica (precipitaciones) y a una hidrológica (recargas), aunque no siempre tiene por qué coincidir en el mismo periodo temporal que éstas, dada la respuesta diferida que se produce debido al acuífero.

El análisis de la sequía de aguas subterráneas debe incluir necesariamente, por tanto, un estudio detallado de las precipitaciones, recargas y almacenamientos en el acuífero y las relaciones entre estas tres variables. Esta última variable, el almacenamiento, suele estar estrechamente relacionada con la descarga del acuífero mediante una constante de proporcionalidad, por lo que es prácticamente indiferente adoptar una variable u otra en el análisis.

En la figura 1 se muestra, como ejemplo ilustrativo, las series de precipitaciones y recargas en los acuíferos de la cuenca alta del Júcar (embalse de Embarcaderos), observándose que aunque ambas siguen un mismo patrón, la variabilidad interanual es más acusada en la serie de recargas, con un coeficiente de variación mayor, 0,71, que el de la serie de precipitaciones, 0,23. Este efecto se debe fundamentalmente a que la relación entre las precipitaciones y la recarga no es lineal, y, por tanto, reducciones de precipitación suelen producir reducciones más fuertes de las recargas.

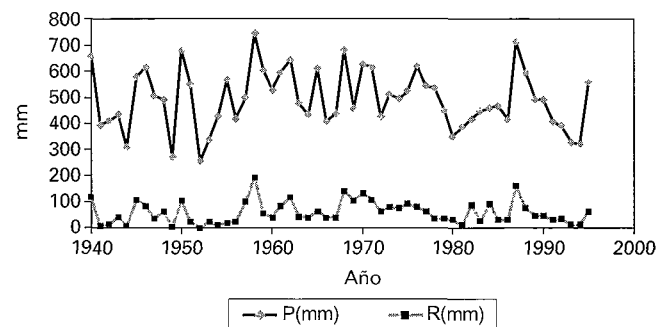


Figura 1. Precipitaciones y recargas anuales (período 1940/41 a 1995/96) en los acuíferos de la cuenca alta del Júcar (embalse de Embarcaderos).

Como ya se ha mencionado y más adelante se detallará, la transferencia recarga-descarga es función básicamente de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos. En la figura 2 se muestra cómo los acuíferos de la cuenca alta del Júcar modulan la serie de recargas produciendo unas descargas con menor variabilidad (0,32 de coeficiente de variación frente a 0,71 de la serie de recargas) y desfasadas, además, en el tiempo respecto a las recargas.

Aunque las rachas secas y húmedas de las series de precipitaciones, recargas y descargas subterráneas están estrechamente relacionadas, no siempre son coincidentes entre sí, tal y como se observa en la figura 3, donde se han representado las desviaciones unitarias acumuladas de todas ellas para los acuíferos de la cuenca alta del Júcar. En esta figura se observa por ejemplo que durante

los años sesenta la serie de precipitaciones muestra una racha media, mientras que la de recargas es seca y la de descargas, debido al almacenamiento inicial existente, es, sin embargo, húmeda.

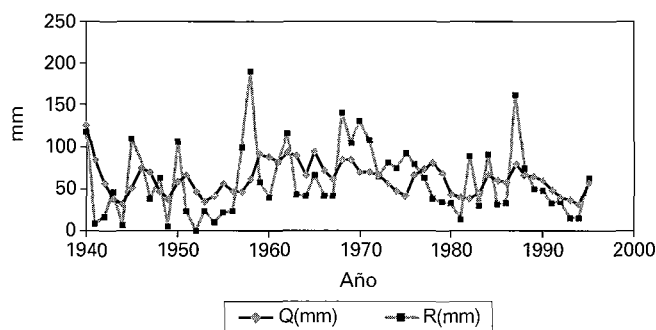


Figura 2. Recargas (R) y descargas subterráneas (Q) anuales (periodo 1940/41 a 1995/96) en los acuíferos de la cuenca alta del Júcar (embalse de Embarcaderos).

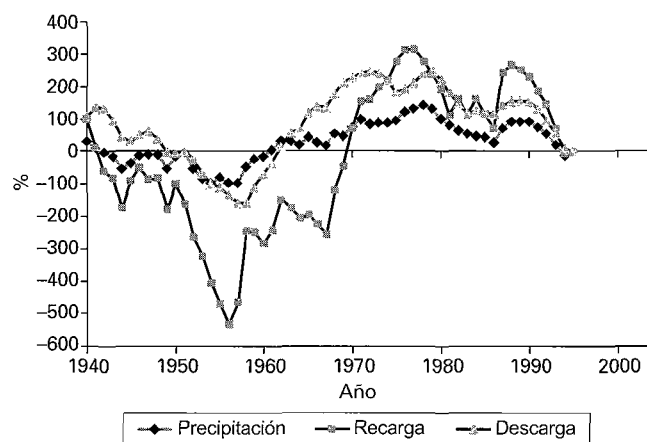


Figura 3. Desviaciones unitarias acumuladas de las series de precipitaciones, recargas y descargas subterráneas anuales (periodo 1940/41 a 1995/96) en los acuíferos de la cuenca alta del Júcar (embalse de Embarcaderos).

La determinación del concepto de sequía de aguas subterráneas y la cuantificación de su inicio e intensidad, basada en el análisis estadístico de las series temporales de recargas y de niveles piezométricos, está siendo actualmente estudiada en el proyecto ARIDE (Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe) (Demuth & Stahl Editors, 2000), subvencionado por la Unión Europea dentro del IV Programa Marco sobre Medio Ambiente y Clima, y en el que interviene el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX.

LA MODELACIÓN DEL AGOTAMIENTO DE LOS ACUÍFEROS

Si un acuífero se discretiza mediante el método de los elementos o diferencias finitas, entonces la ecuación diferencial en derivadas parciales que gobierna el movimiento del flujo subterráneo en régimen transitorio se

puede transformar en la siguiente ecuación diferencial vectorial de primer orden:

$$TH + F = S \frac{dH}{dt}$$

en la que H es el vector de alturas piezométricas, con N componentes, siendo N el número de nudos del modelo, T es una matriz no llena bandeada, simétrica y definida positiva, en la que los elementos dependen de la transmisividad, de la discretización espacial y de las condiciones de contorno y S es una matriz bandeada simétrica, que es diagonal si se usa el método de diferencias finitas. Los elementos de la matriz S dependen de la discretización espacial y del coeficiente de almacenamiento. Finalmente, F es el vector de flujos exteriores que incluye también los flujos resultantes de las condiciones de contorno.

La solución de esta ecuación para sistemas lineales, esto es, para T y F constantes en el tiempo, es (Sahuquillo, 1983a):

$$H = AEA^TSH_o + A(I - E)\alpha^{-1}A^TF$$

en la que H_o es el vector de alturas piezométricas para el tiempo o , y α y A son la matriz diagonal de autovalores y la matriz de autovectores, respectivamente, del siguiente autoproblema:

$$TA = SA\alpha$$

E es la matriz diagonal exponencial de $e^{-\alpha t}$. El superíndice -1 denota la inversa de una matriz y el superíndice T denota la traspuesta.

Se observa que la solución puede expresarse como función continua en el tiempo. Si se considera que la transmisividad en cada punto del acuífero no varía significativamente con las oscilaciones piezométricas, el modelo es lineal, y se puede aplicar el principio de superposición en el espacio y en el tiempo.

La solución analítica del autoproblema equivalente al de la ecuación anterior ha sido resuelto para algunos casos de geometría y condiciones de contorno sencillas, dando lugar a los modelos conocidos como pluricelulares englobados.

Los intercambios de flujo entre las aguas superficiales y las subterráneas pueden cuantificarse de forma fácil a partir de las expresiones anteriores, obteniéndose que el caudal total de flujo que descarga a través de un límite de nivel constante es:

$$Q_t = \sum_{i=1}^N Q_{ti}$$

$$Q_{ti} = Q_{oi}e^{-\alpha_i t} + b_i R(1 - e^{-\alpha_i t})/\alpha_i$$

siendo Q_o el caudal inicial asociado a lo que podría denominarse depósito virtual i , R el flujo de recarga neta y b_i la proporción con que éste se distribuye entre los N depósitos virtuales (número de términos del sumatorio considerados).

Para acuíferos rectangulares y homogéneos drenados en uno de sus lados por un río completamente penetrante, los autovalores α_i pueden expresarse por $(2i + 1)^2\alpha$ (Sahuquillo, 1983b), siendo:

$$\alpha = \frac{\pi^2 T_x}{4SL^2}$$

donde T_x es la transmisividad en la dirección del flujo, S es el coeficiente de almacenamiento y L la distancia del borde impermeable al río.

Los coeficientes b_i , en el caso de recarga o bombeo uniformemente distribuida sobre el acuífero, toman los siguientes valores: $b_1 = 0,8106$, $b_2 = 0,0900$, $b_3 = 0,0324$, $b_4 = 0,0165$, etc. En el caso del mismo acuífero homogéneo rectangular parcialmente conectado a un río, α_i y b_i también dependen del grado de conexión, que puede expresarse en forma de parámetro que tiene en cuenta la facilidad o dificultad de drenaje del acuífero al río (Sahuquillo, 1983b).

De la expresión general del modelo anterior se infiere que el agotamiento del acuífero (situación de recarga nula) puede representarse mediante la suma de varias exponenciales decrecientes:

$$Q_t = Q_1 e^{-\alpha_1 t} + Q_2 e^{-\alpha_2 t} + Q_3 e^{-\alpha_3 t} + \dots$$

Los valores Q_1, Q_2, Q_3, \dots dependen de las condiciones iniciales del acuífero y $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots$ son invariantes en el tiempo. Después de cierto tiempo sólo unos pocos de estos términos son significativos si se ordenan los α_i de menor a mayor.

En un gran número de acuíferos es suficiente con tomar una sola de estas exponenciales para representar su agotamiento, lo que se correspondería con el denominado modelo unicelular. Este modelo es un caso particular del modelo pluricelular (un solo término del sumatorio o depósito virtual), y se ha venido utilizando para representar matemáticamente la transferencia recarga-descarga en acuíferos conectados con cauces superficiales o con salidas a través de manantiales.

Este modelo, como caso particular del pluricelular, asume una relación lineal del caudal de desagüe, Q , y el volumen, V , almacenado por encima del punto de salida, a través del coeficiente de recesión, α , mediante la expresión:

$$Q = \alpha V$$

donde α es una constante con dimensiones de $[T]^{-1}$.

La evolución del volumen almacenado en el acuífero, V_t , es función del volumen inicial V_o , del flujo de recarga neta, R , y del parámetro α :

$$V_t = V_o e^{-\alpha t} + R(1 - e^{-\alpha t})/\alpha$$

o expresando el volumen como una función del caudal, a:

$$Q_t = Q_o e^{-\alpha t} + R(1 - e^{-\alpha t})$$

Al hacer $R = 0$ en la ecuación anterior se obtiene la expresión habitualmente utilizada para representar la curva de agotamiento de un acuífero:

$$Q_t = Q_o e^{-\alpha t}$$

El parámetro α es básicamente función, como ya se ha indicado y como se demuestra teóricamente en acuíferos de geometría y condiciones de contorno sencillas, de la transmisividad en la dirección del flujo, del coeficiente de almacenamiento, de la dimensión del acuífero en la dirección del flujo, y de la naturaleza de la conexión río-acuífero. A pesar de la dificultad, que por la escasez de estos datos, tendría la determinación directa de este parámetro, conviene indicar que, sin embargo, puede estimarse de forma sencilla utilizando la expresión exponencial anterior a partir de los caudales drenados por el río al acuífero y medidos en una estación de aforos durante un periodo de recarga nula.

A continuación se muestra la estimación que recientemente se ha realizado en las unidades hidrogeológicas delimitadas en el territorio peninsular español.

ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO DE RECESIÓN EN LOS ACUÍFEROS ESPAÑOLES

Con objeto de actualizar las series hidrológicas hasta el año hidrológico 1995/96 mediante una metodología homogénea para todas las cuencas españolas, en el Libro Blanco del Agua en España (MIMAM, 1998) se ha utilizado un modelo matemático de simulación de las aportaciones naturales.

El procedimiento de evaluación ha consistido en la modelación distribuida de los componentes básicos del ciclo hidrológico con periodo temporal mensual y a la escala global de todo el territorio nacional (Estrela, Cabezas y Estrada, 1999).

Dadas las condiciones, necesidades y objetivos del Libro Blanco, se ha utilizado el modelo hidrológico denominado SIMPA, de tipo conceptual y distribuido, que simula caudales medios mensuales en régimen natural en cualquier punto de la red hidrográfica de una cuenca (Estrela y Quintas, 1996, Ruiz, 1998). Este modelo reproduce los procesos esenciales de transporte de agua que tie-

nen lugar en las diferentes fases del ciclo hidrológico (figura 4) planteando el principio de continuidad y estableciendo leyes de reparto y transferencia entre almacenamientos en cada una de las celdas en las que se discretiza el territorio. La resolución temporal que utiliza es el mes, por lo que puede obviarse la simulación de un gran número de almacenamientos intermedios y la propagación del flujo en la cuenca.

En cuanto a la resolución espacial, el tamaño de celda seleccionado es de 1 km × 1 km, lo que supone que en cada paso de tiempo se simulan los distintos componentes del ciclo hidrológico en más de 500.000 celdas.

A partir de las precipitaciones, las evapotranspiraciones potenciales y los parámetros hidrológicos, el modelo obtiene los mapas de los distintos almacenamientos, humedad en el suelo y volumen de acuífero, y de las variables de salida del ciclo hidrológico, evapotranspiración y escorrentía total, obtenida esta última como suma de la escorrentía superficial y la subterránea. Los caudales mensuales en la red fluvial se obtienen integrando, en cada intervalo de tiempo, la escorrentía total en las cuencas vertientes a los puntos de simulación.

El intercambio de agua entre acuífero y río se ha simulado mediante el modelo unicelular descrito con anterioridad.

Una vez calculada la recarga en cada una de las celdas pertenecientes a los distintos acuíferos definidos, el modelo realiza su integración en los recintos que los definen y aplica de forma agregada las ecuaciones del mencionado modelo unicelular, para así conocer la evolución del volumen almacenado en el acuífero y su descarga a la red fluvial o al mar.

Al igual que otros modelos conceptuales existentes, este modelo se ha diseñado para la evaluación de recursos hídricos y por tanto está pensado para simular el intercambio de agua entre un acuífero y la red fluvial o el mar, y no para simular el movimiento interno del agua en el acuífero, que debe, lógicamente, ser abordado mediante otras aproximaciones metodológicas.

El parámetro denominado coeficiente de recesión se ha obtenido a partir del conocimiento cualitativo del funcionamiento de los acuíferos, de sus propiedades hidrodinámicas, cuando éstas eran conocidas, y, fundamentalmente, de las curvas de agotamiento de los acuíferos observadas en las estaciones de aforo de los ríos.

Como resultado del proceso anterior se ha obtenido un valor de α para cada una de las unidades hidrogeológicas, los cuales se han representado en la figura 5.

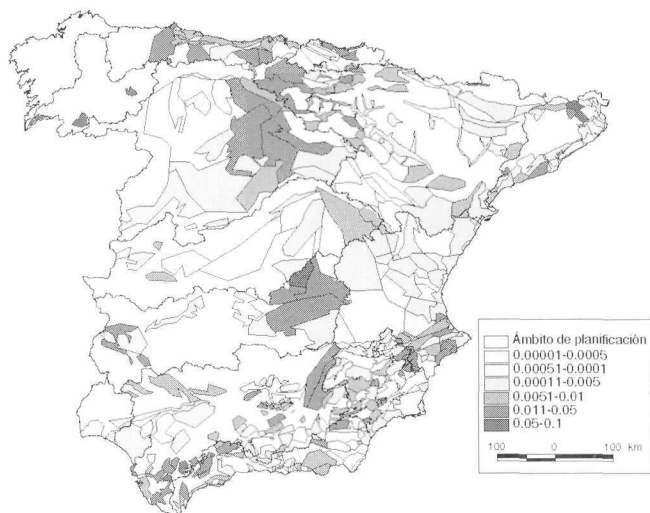


Figura 5. Mapa de coeficientes de recesión (días⁻¹). Fuente de los datos: Libro Blanco del Agua en España (MIMAM, 1998).

Los valores de α estimados están comprendidos entre 0,1 días⁻¹ y 0,00001 días⁻¹, aunque este último valor es un caso extremo, que únicamente se da en una unidad. Un 90 % de las unidades hidrogeológicas tienen valores comprendidos entre 0,0005 días⁻¹ y 0,05 días⁻¹. En cuanto a la distribución espacial de este parámetro conviene mencionar por ejemplo que los valores más altos se dan en la zona más septentrionales y meridionales de la península, en parte debido a la pequeña extensión de los acuíferos, mientras que en las cuencas del Júcar, Segura y también en la zona occidental de la cuenca del Duero, sucede lo contrario.

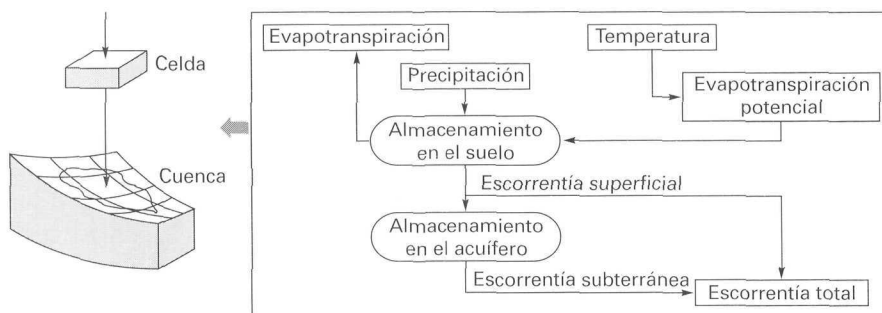


Figura 4. Diagrama de flujo del modelo distribuido SIMPA.

EL TIEMPO DE RESPUESTA COMO UN ÍNDICE DE RESISTENCIA A LA SEQUÍA

Un concepto utilizado para representar el comportamiento diferido de un acuífero es el de tiempo de respuesta, entendido como un intervalo de tiempo relacionado con la mayor o menor rapidez del acuífero para descargar un determinado volumen de agua en él almacenado.

Este concepto, como se verá a continuación, está estrechamente relacionado con el parámetro de recesión α . Al inverso de este parámetro, $1/\alpha$, es lo que suele denominarse tiempo de respuesta del acuífero, y representa el tiempo necesario para que el volumen almacenado en el acuífero se reduzca aproximadamente a una tercera parte del volumen inicial. También se usan habitualmente otros valores característicos de la inercia o respuesta del acuífero, como el tiempo de semivaciado, $t_{1/2} = (\ln 2)/\alpha$, en el que el volumen almacenado se reduce a la mitad del inicial, o el tiempo en el que ese volumen se reduce al 10 % del inicial, $t_{90} = (\ln 10)/\alpha$.

Al utilizar el modelo unicelular una ley exponencial como expresión teórica del agotamiento, el acuífero se secaría únicamente en el tiempo infinito, si bien por ejemplo a partir de un tiempo igual a 5 veces el tiempo de respuesta, el caudal sería inferior a un 1 % del inicial, lo que representaría el agotamiento prácticamente.

Según Cruces (2000) un acuífero es tanto más vulnerable a las sequías cuanto mayor es su metabolismo hídrico, es decir, cuanto más rápidamente transmite la recarga a las áreas de descarga.

En Francia se ha propuesto (Collin y otros, 1994, Margat, 1998) un índice de resistencia de los acuíferos a la sequía basado en el concepto de tiempo de semivaciado, y se ha utilizado para su estimación las curvas de agotamiento de ríos aforados. Utilizando este concepto se ha propuesto la clasificación que se muestra en la tabla I.

Tabla I. Clasificación de la resistencia de los acuíferos a la sequía en Francia a partir de los tiempos de semivaciado (Collin y otros, 1994, recogida en Margat, 1998).

Tiempo de semivaciado (meses)	Resistencia a la sequía
0,5-3	Fiable
3-6	Media
6-12	Buena
> 12	Fuerte

En la tabla II se ha realizado la equivalencia entre los tiempos de semivaciado y el parámetro α y se ha añadido una nueva clase, que correspondería a tiempos de semivaciado inferiores a 0,5 meses, y consecuentemente con baja resistencia a la sequía.

Tabla II. Equivalencia entre tiempos de semivaciado y el parámetro de recesión α

Tiempo de semivaciado (meses)	α (días ⁻¹)	Resistencia a la sequía
< 0,5	> 0,046	Baja
0,5-3	0,046-0,0077	Fiable
3-6	0,0077-0,0038	Media
6-12	0,0038-0,0018	Buena
> 12	< 0,0018	Fuerte

A partir del mapa de α en las distintas unidades hidrogeológicas mostrado en la figura 5, y de la tabla 2 de equivalencias, se ha estimado el grado de resistencia a la sequía de los acuíferos españoles, tal y como se muestra en el mapa de la figura 6. Un análisis de este mapa revela por ejemplo que los acuíferos de las cuencas del Júcar, Segura, Tajo, la zona occidental de la cuenca del Duero, o los del valle del Ebro y del Guadalquivir, son los más resistentes a la sequía, mientras que sucede al contrario en muchos acuíferos del Norte, en los de la zona oriental de la cuenca del Duero, en los de la cabecera del Guadiana, o en un gran número de pequeños acuíferos en Andalucía.

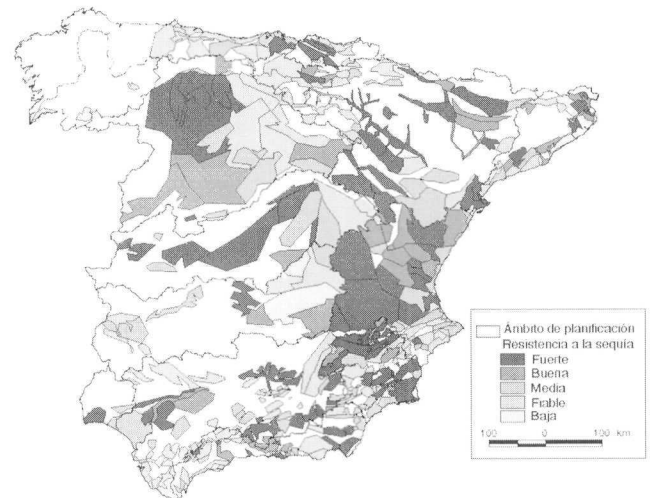


Figura 6. Resistencia a la sequía en las unidades hidrogeológicas españolas según clasificación de Collin y otros (1994) para Francia (recogida en Margat, 1998).

Conviene mencionar sin embargo que este mapa se ha obtenido utilizando la clasificación francesa recogida en Margat (1998), y que un trabajo de indudable interés consistiría en establecer una clasificación que se adaptase a las peculiaridades hidrológicas de España, donde seguramente una hidrología más irregular produciría unas rachas más largas y, por tanto, la necesidad de aumentar los tiempos de respuesta correspondientes a cada categoría.

Finalmente, en la tabla III y en las figuras 7 a 11 se muestran algunos ejemplos que ilustran los agotamientos de ríos de distintas cuencas en España. En estas figuras se muestran desde acuíferos con tiempos de respuesta tan rápidos que las aportaciones mensuales prácticamente no parecen incorporar una componente subterránea, hasta otros donde se observa un caudal base mantenido a lo largo de los años, lo que indica una gran resistencia de los acuíferos a las sequías.

Tabla III. Ejemplos de tiempos de semivaciado en distintas cuencas españolas

	Río	Lugar	α (1/días)	$T_{1/2}$
10040	Ser	Seriña	0,07	9 días
25001	Guadalquivir	Arroyo María	0,03	1 mes
23001	Tajo	Entrepeñas	0,01	2 meses
08090	Cabriel	Pajaroncillo	0,002	1 año
02064	Valderaduey	Villagodio	0,00002	95 años

AGRADECIMIENTOS

Este artículo ha sido posible gracias a los trabajos realizados en el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX de asistencia técnica al Ministerio de Medio Ambiente para la elaboración del Libro Blanco del Agua en España.

BIBLIOGRAFÍA

1. Collin, J. J., Gennai A., et al (1994). *Cartographie de la résistance à la sécheresse des principaux systèmes aquifères régionaux à nappe libre*. BRGM, Rap. R 37734, janv., 94 p., Orleans.
2. Cruces, J. (2000). *Recarga y vulnerabilidad de acuíferos en sequías. Casos prácticos en España*. Proyecto Aguas Subterráneas - Fundación Marcelino Botín. Seminario «Las aguas subterráneas en la gestión de sequías en España». Madrid, 12 y 13 abril 2000.
3. Demuth, S., y Stahl, K. Editors (2000). *Assessment of the Regional Impact of Drought in Europe (ARIDE). Second Annual Report to the European Commission*. Contract: ENV4 - CT97 - 0553. January 2000.

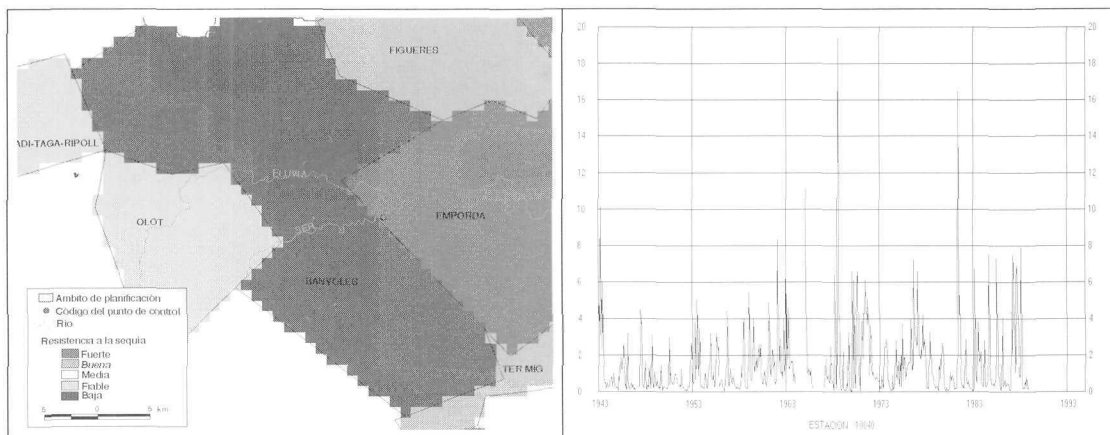


Figura 7. Serie de aportaciones mensuales del río Ser en Seriña (10040).

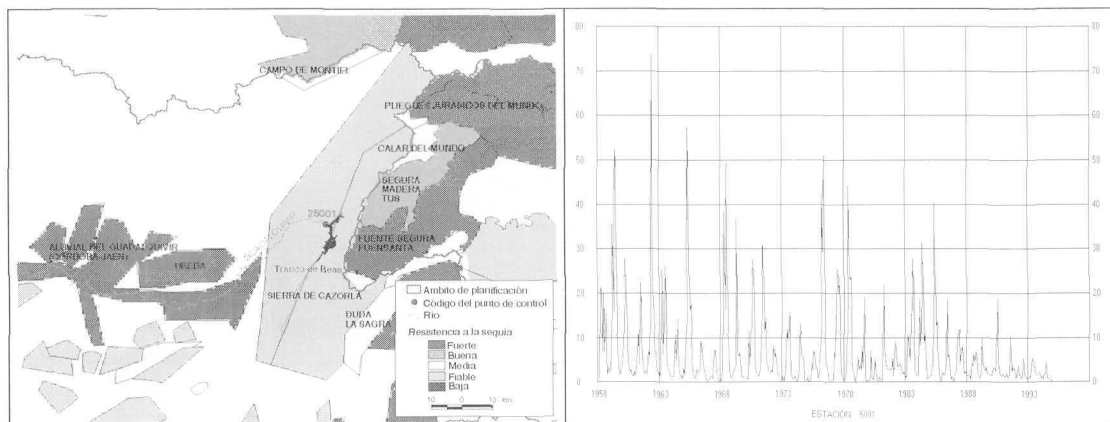


Figura 8. Serie de aportaciones mensuales del río Guadalquivir en Arroyo María (25001).

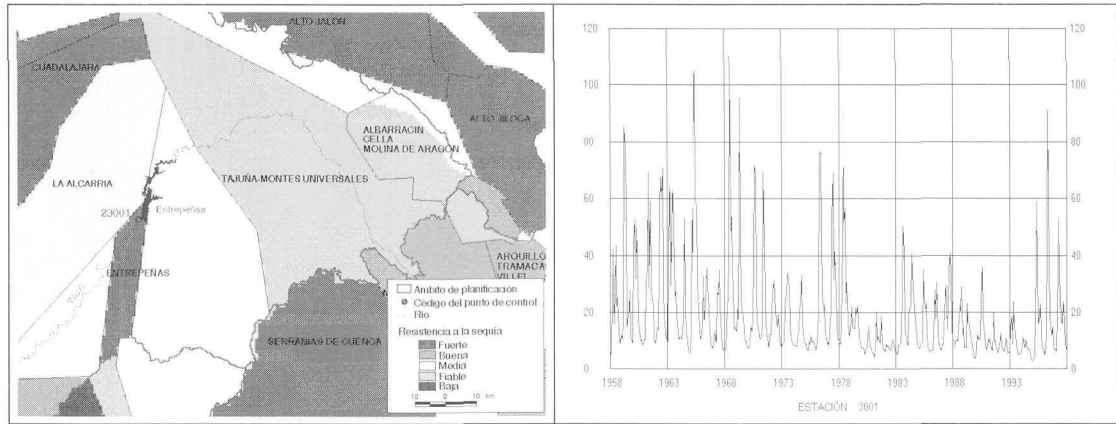


Figura 9. Serie de aportaciones mensuales del río Tajo en Entrepeñas (23001).

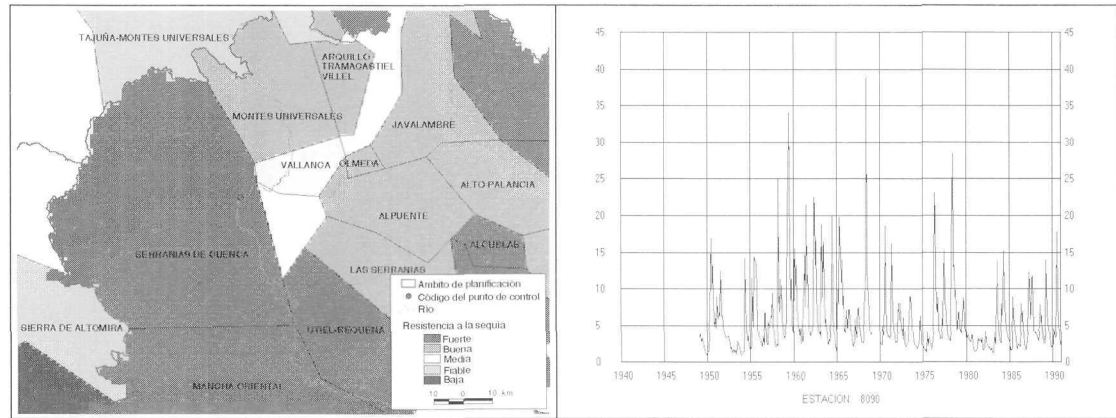


Figura 10. Serie de aportaciones mensuales del río Cabriel en Pajaroncillo (08090).

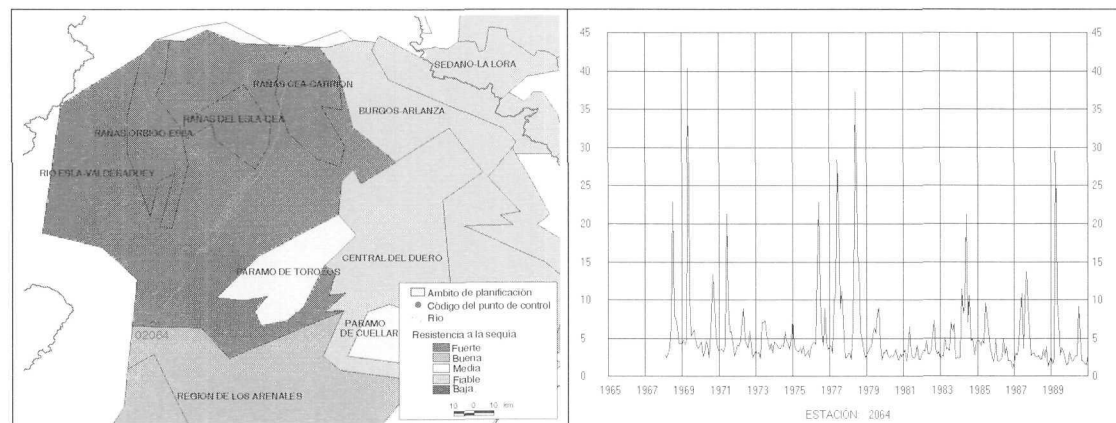


Figura 11. Serie de aportaciones mensuales del río Valderaduey en Villagodio (02064).

4. Estrela, T.; F. Cabezas y F. Estrada (1999). *La evaluación de recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España*. Revista de Ingeniería del Agua. Volumen 6. n.º 2. pág 125-138, junio 1999.
5. Estrela, T., y A. Sahuquillo, A. (1997). *Modeling the response of a karstic quifer with a physically based linear approach. Case study of Arteta Spring in Spain*. Groundwater. January 1997 XXXartículo de Groundwater.
6. Estrela, T., y L. Quintas (1996). *A distributed hydrological model for water resources assessment in large basins*. Proceedings of 1st International Conference on Rivertech 96. IWRA. Vol 2, pp 861-868. Chicago, USA, September 1996.
7. Lanen, H. A. J. van y Peters, E. (1999). *Definition, effects and assessment of groundwater droughts*. Workshop on drought and drought mitigation in Europe. 1-3 Marzo, Ispra (Italia).
8. Margat, J. (1998). *Sécheresses et ressources en eau en méditerranée*. Réseau méditerranéen de l'eau. Conférence sur la politique de l'eau en Méditerranée. Valencia, España, 16-18 avril 1998 - Session «Gestion des sécheresses».
9. MIMAM (1998). *El Libro Blanco del Agua en España*. Ministerio de Medio Ambiente. Diciembre 1998. Madrid, España.
10. Ruiz, J. M. (1998). *Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual distribuido de simulación continua integrado con un SIG*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. 1998.
11. Sahuquillo, A. (1983a). *An Eigenvalue numerical technique for solving unsteady lineal groundwater models-continuously in time*. Water Resources Research, Vol. 19, N. 1, 87-93, February.
12. Sahuquillo, A. (1983b). *Modelos pluricelulares englobados*. Curso sobre utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas. Servicio Geológico de Obras Públicas y Universidad Politécnica de Valencia.

SERIE «LIBROS ANTIGUOS»
REAL ACADEMIA DE CIENCIAS

R:15921

7-46

INTRODUCTIO
IN ANALYSIN
INFINITORUM.

AUCTORE

LEONHARDO EULERO,

Professore Regio BEROLINENSI, & Academiæ Im-
perialis Scientiarum PETROPOLITANÆ

P. Germanicæ Prætoris. Socio.

TOMUS PRIMUS



LAUSANNÆ,

Apud MARCUM-MICHAELEM BOUSQUET & Socios.

MDCCLVIII.



Euler, Leonhard

*Introductio in analysin infinitorum / auctore Leonhardo Eulero...
Lausannae: apud Marcum-Michaelem Bousquet & Socios, 1748.*