

# MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO EGA (PAÍS VASCO Y NAVARRA)

Hilario Llanos Acebo<sup>1</sup>, Khalidou Mamadou Bâ<sup>2</sup>, Ana Castiella Canalejo<sup>1</sup>

**RESUMEN:** En el presente artículo se analiza el comportamiento hidrológico de la cuenca alta del río Ega en base a la aplicación del modelo Cequeau (Morin et al., 1982; Morin et Paquet, 1995). El estudio se ha abordado a fin de reproducir los caudales medios diarios, teniendo en consideración las distintas características fisiográficas presentes en las subcuencas que componen el sistema, mediante la discretización espacial de las mismas. En este sentido, se ha puesto de manifiesto la especial incidencia que sobre la dinámica fluvial tienen las características estructurales y, en especial, las de carácter litológico del área estudiada, dado que la cuenca en su totalidad se halla longitudinalmente intersectada por unidades hidrogeológicas de importancia regional, como son la unidad de Urbasa-Treviño, por el Norte, y la unidad de la Sierra de Cantabria, por el Sur, cuyos funcionamientos específicos afectan de un modo diferencial y de manera sectorial a los hidrogramas observados.

*Palabras Clave:* hidrología, río Ega, modelos matemáticos, Cequeau, País Vasco

## INTRODUCCIÓN

En los estudios hidrológicos es frecuente la utilización de modelos que posibilitan la cuantificación de los diferentes procesos que tienen lugar en el ciclo del agua. Sin embargo, no todos los modelos que se describen en la bibliografía son por el momento operacionales, dado que muchos de ellos están en fase de investigación hasta que no se compruebe su utilidad para proporcionar un adecuado conocimiento del proceso de la escorrentía. Un punto decisivo en el desarrollo de la modelación hidrológica ha sido la elaboración de los modelos distribuidos. Éstos permiten el tratamiento de la variabilidad espacial de la lluvia y de los parámetros de los diferentes submodelos que los componen. Por tanto, la tendencia actual es el desarrollo y utilización de modelos distribuidos a pesar de que en muchos estudios se siguen aún aplicando los llamados modelos agregados en los que la variabilidad espacial de la precipitación y demás características se pierde al quedar promediadas en el conjunto de la cuenca.

En este sentido, se presenta en este artículo la aplicación del modelo distribuido Cequeau para la generación de caudales diarios y el análisis global del ciclo hidrológico en las diferentes subcuencas que componen la cuenca alta del río Ega para el período de datos comprendido entre los años 1979 y 1985. Este proyecto de investigación se ha realizado con el fin de estudiar los recursos hidráulicos globales de la cuenca, ante el aumento ac-

tual de la demanda de agua con fines agrícolas y la existencia de incipientes problemas de abastecimiento urbano.

## DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA

La cuenca alta del río Ega posee una superficie total de 327.9 km<sup>2</sup> y se sitúa en el sector suroriental de la Provincia de Álava, si bien una pequeña porción correspondiente al valle de Genevilla pertenece a la vecina provincia de Navarra. Su delimitación, por el Norte, coincide con las principales elevaciones septentrionales de la sierra de Entzia y los Montes de Vitoria, existentes entre la localidad de Iturrieta y el puerto de Azaceta, dando en todo momento vista a la Llanada Alavesa (Figura 1). Su borde occidental sigue los relieves que condicionan las divisorias hidrográficas contiguas de las cuencas de los ríos Ayuda e Inglares, finalizando hacia el Sur en el monte Cervera, uno de los principales baluartes de la Sierra de Cantabria, frontera natural con la cuenca del río Ebro.

El límite oriental se corresponde con el valle de Arana y la mitad oriental de la depresión de Santa Cruz de Campezo. Dicho límite se inicia en el borde Sur de la Sierra de Entzia a la altura de Ullívarri-Arana, se continúa hacia el Sur a través de la alineación montañosa Hornillos-Bitigarras, llegando a contactar con la Sierra de Cantabria en Punta Redonda, tras atravesar la depresión de Santa Cruz de Campezo.

<sup>1</sup> Universidad del País Vasco, Departamento de Geodinámica. Vitoria-Gasteiz

<sup>2</sup> Universidad Autónoma del Edo. de México. Facultad de Ingeniería (CIRA). Toluca, México

Artículo publicado en *Ingeniería del Agua*. Vol.6 Num.3 (septiembre 1999), páginas 241-250, recibido el 18 de noviembre de 1998 y aceptado para su publicación el 22 de marzo de 1999. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo. En el caso de ser aceptadas, las discusiones serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores en el primer número de la revista que aparezca una vez transcurrido el plazo indicado.

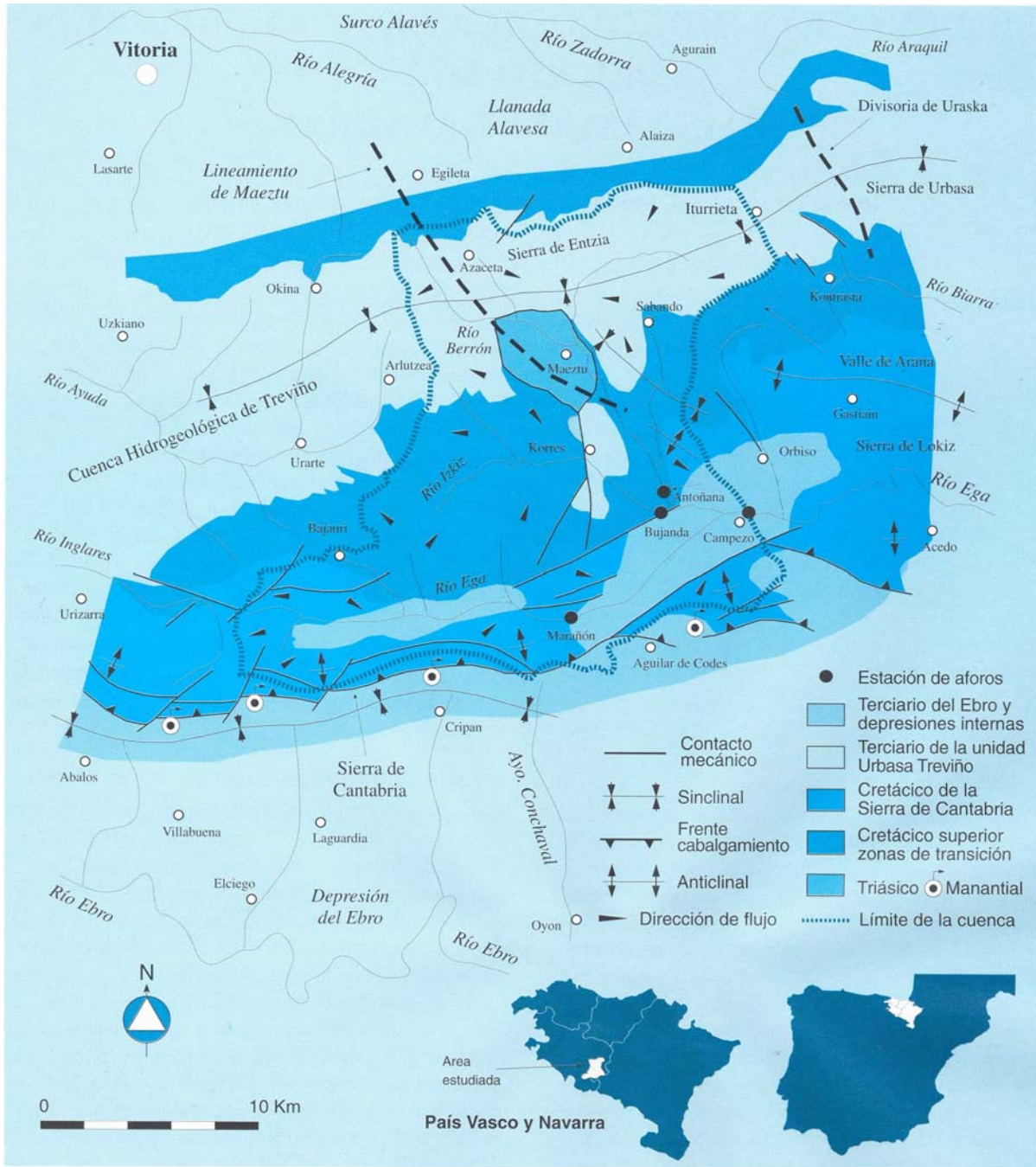


Figura 1. Localización y entorno geológico de la cuenca alta del río Ega

El borde Sur es más sencillo de reconocer, ya que coincide con el inicio de las fuertes pendientes de la Sierra de Cantabria que descienden hacia las depresiones de Lagrán-Bernedo y de Marañón-Santa Cruz de Campezo. Esta divisoria presenta un carácter sumamente agreste y se caracteriza por la presencia de una zona somital de dirección Este-Oeste y espectacular aspecto, cuyas cumbres sobrepasan ampliamente los 1200 metros (Codés, 1426; Lapoblación, 1243; San Tirso, 1333; Cruz del Castillo, 1346; Palomares, 1436 y Cervera, 1366).

Internamente la cuenca incluye un cierto número de valles, por cuyo fondo discurren los cursos de agua que, salvo excepciones, muestran acusados hábitos coincidentes con las directrices generales de los principales

accidentes tectónicos. Así, mientras en la zona norte de la cuenca el drenaje se organiza básicamente hacia el Sur a través del río Berrón, hacia las zonas central y meridional, correspondientes a las subcuencas de los ríos Izkiz y Ega, los cauces presentan una marcada vergencia oriental hasta sus confluencias en las inmediaciones del punto de desagüe de la cuenca, subparalela al frente de la Sierra de Cantabria.

**CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS**

La cuenca alta del río Ega se integra en el sector centro-meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineos Occidentales), formando parte de un dominio paleogeográfico individualizado desde el Cretácico inferior en-

tre el Surco Alavés y la Depresión Terciaria del río Ebro (Figura 1). Presenta una estructuración resultado de una tectónica de cobertera alpina en la que pueden definirse dos unidades estructurales: el sinclinal de Urbasa-Treviño y la franja móvil de la Sierra de Cantabria (Figura 1). Ambas unidades forman un conjunto desplazado sobre los sedimentos de la depresión del Ebro según una traslación generalizada de vergencia Sur (Ramírez del Pozo, 1973; Choukroune, 1992; Llanos, 1992; Abalos y Llanos, 1994). Esta disposición geológica permite definir otros tantos sistemas hidrogeológicos con importantes connotaciones en la dinámica fluvial de la cuenca, cuya consideración se hace imprescindible a la hora de establecer, con la requerida rigurosidad, aquellos parámetros que gobiernan cuestiones tales como la infiltración y las diferentes modalidades de flujo que tienen lugar en el conjunto de la cuenca.

El sistema Urbasa Treviño está constituido por un conjunto de materiales permeables de naturaleza carbonatada y detrítica, con edades comprendidas entre el Campaniense superior y el Mioceno, que tienen como nivel de base a las series margosas del Cretácico superior (Campaniense inferior-medio; DFA e IGME, 1973). En la cuenca alta del río Ega, se encuentra asentado en la subcuenca del río Berrón y sus materiales muestran una importante fracturación, lo que unido al débil buzamiento de sus capas hace posible que las condiciones de absorción sean óptimas, que se traduce en elevadas intensidades de infiltración en el acuífero. Del mismo modo, las formas de karstificación se organizan en una compleja red de conductos internos, con componentes transmisivas, en ocasiones, privilegiadas, lo que da lugar a elevadas velocidades de circulación del agua subterránea que se manifiestan al exterior por respuestas extremadamente rápidas ante la precipitación, que condicionan el régimen hídrico de la subcuenca del río Be-

rón, caracterizado por importantes y bruscas oscilaciones de los caudales aportados por sus cauces.

Estas peculiaridades son igualmente válidas para los afloramientos carbonatados presentes en la subcuenca del río Berrón, pertenecientes a la cuenca hidrogeológica de Treviño. Sin embargo, esta unidad hidrogeológica presenta desde el borde occidental de la reducida subunidad de Korres (Figura 1) un tramo detrítico representado por areniscas calcáreas y arenas, que aflora a ambos flancos del sinclinal de Treviño. En el área estudiada estos niveles se integran básicamente en la subcuenca del río Izkiz definiendo una unidad morfológica propia conocida como Llanura de Izkiz, cuyo substrato, pese a poseer unos valores de permeabilidad, por porosidad intersticial, cuantitativamente inferiores a la del acuífero carbonatado, puede considerarse como un importante reservorio de gran interés ya que, además de contribuir a la recarga lateral de la cuenca hidrogeológica de Treviño, condiciona la ralentización de flujos en dicha subcuenca.

Por su parte, la unidad hidrogeológica de la Sierra de Cantabria presenta una entidad geográfica y estructural propias y está constituida por materiales mesozoicos, eminentemente carbonatados, y Terciarios, de naturaleza terrígena que muestran una intensa deformación, de carácter epidérmico, caracterizada por la formación de pliegues sucesivos a lo largo de planos y rampas de cabalgamiento (Castiella *et al*, 1982; Abalos y Llanos, 1994), cuyo borde no siempre coincide con los límites naturales de la cuenca estudiada. Las formaciones geológicas muestran comportamientos muy diversos de acuerdo con el diferente grado de permeabilidad que presentan (Figura 2), definiendo un medio acuífero altamente heterogéneo, en el que la percolación y circulación del agua subterránea se efectúa de forma mixta,

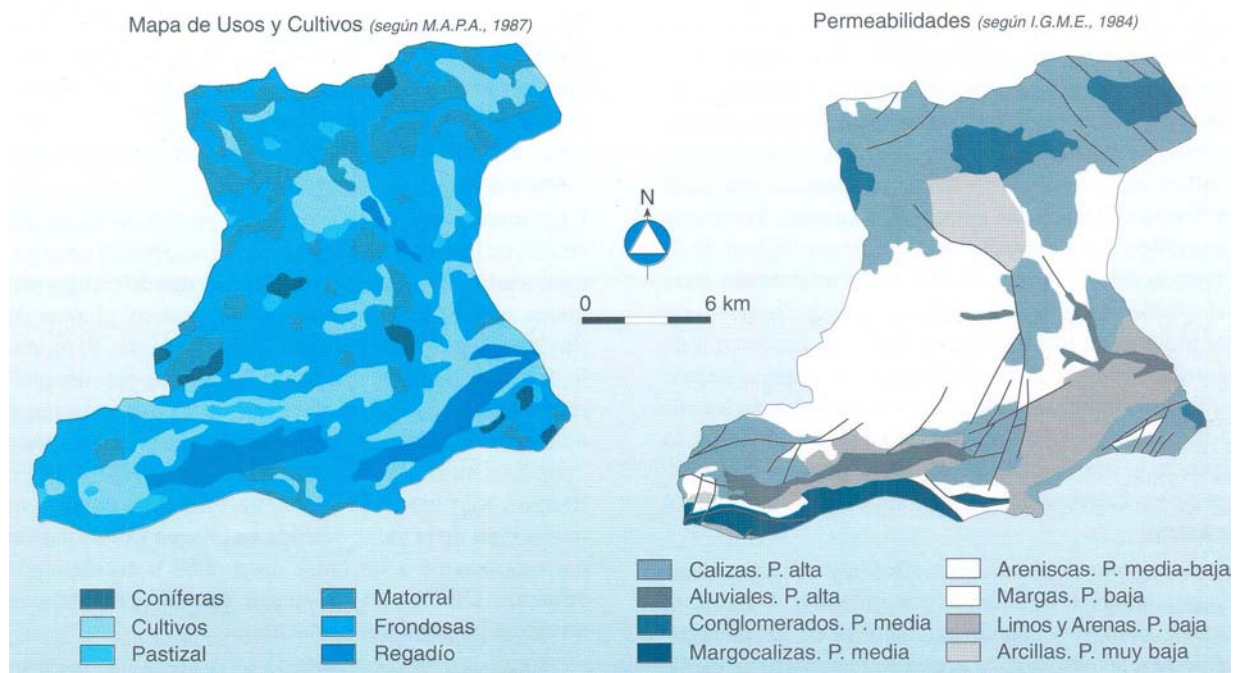


Figura 2. Mapa hidrogeológico y de aprovechamientos

aprovechando tanto la red de fracturas, ampliamente desarrollada, como la porosidad primaria de los niveles medianamente permeables. Por ésto, la respuesta a las precipitaciones queda amortiguada, con una velocidad de flujo intermedia, más propia de acuíferos moderada o, incluso, altamente inerciales (Llanos *et al.*, 1995) que se manifiesta en los cauces de la subcuenca de la estación de aforos de Marañón por una elevada regulación de sus caudales.

### EL MODELO HIDROLÓGICO CEQUEAU

El modelo hidrológico Cequeau ha sido desarrollado en el Instituto Nacional de Investigaciones Científicas (INRS-EAU) de la Universidad de Québec para reproducir el fenómeno de la escorrentía en una cuenca vertiente (Morin *et al.*, 1982; Morin y Paquet, 1995). Se trata de un modelo hidrológico de parámetros distribuidos, y en este sentido tiene en cuenta las variaciones espaciales de las características físicas de la cuenca vertiente a partir de una esquematización de la cuenca en unidades espaciales de igual dimensión.

Estas unidades espaciales se definen mediante una malla de elementos cuadrados, superpuesta a la topografía de la cuenca vertiente en cuestión, estando la densidad del mallado condicionada esencialmente por la superficie de la cuenca. Además se necesita especificar el sentido del movimiento del agua en la cuenca, para lo cual se precisa subdividir los elementos cuadrados en elementos parciales teniendo en cuenta las diferentes líneas o divisorias de agua, externas e internas, existentes en la cuenca, así como el propio trazado de los cauces que componen la red hidrográfica. El cálculo de los balances de agua y la modelación del proceso de transformación de la lluvia en escorrentía necesita de los tres tipos de datos siguientes:

- *Características fisiográficas.* Para cada una de las celdas hay que establecer la altitud absoluta en metros correspondiente a la esquina suroccidental de las mismas, y el porcentaje de bosques, lagos, y embalses, en el caso de que existieran, así como el de las áreas pantanosas y humedales naturales. Todos estos datos resultan indispensables y constituyen buena parte de la información básica de entrada al programa. Por lo que se refiere a las características hidrogeológicas de la cuenca, éstas sirven, como ya se ha adelantado, para el establecimiento de los parámetros relacionados con el proceso de infiltración, en base a la utilización de cartas facultativas. De este modo, se pueden definir diferentes sectores de la cuenca con características litológicas y comportamientos hidráulicos similares, lo que, en la fase de calibración, permite mejorar el ajuste de los hidrogramas calculados y observados por el modelo.
- *Datos meteorológicos.* Entre ellos hay que especificar la precipitación líquida y la precipitación en forma de nieve, siempre y cuando se disponga de los mismos. Además, se requiere las series de temperaturas máximas y mínimas del aire ya que constituyen las variables que controlan el proceso de fusión de la nieve.

- *Datos hidrológicos.* El modelo precisa de las series de aportaciones contabilizadas en las estaciones hidrométricas que se desea analizar, a fin de verificar el grado de ajuste de los caudales calculados. El modelo básico está diseñado para el tratamiento de datos diarios, si bien el paso de tiempo puede ajustarse a las necesidades que se requieran en el estudio. Esta información básica resulta imprescindible al menos para abordar las fases de calibración y validación del modelo, de manera que una vez superadas éstas ya es posible acometer con ciertas garantías de éxito cuestiones como la restitución de series históricas, amén de otras labores de planificación que puedan acometerse en el futuro.

El modelo Cequeau se encuentra estructurado en dos módulos principales que, en conjunto, tratan de describir las diferentes etapas del agua desde que alcanza la superficie de la cuenca hasta su llegada al punto de desagüe de la misma bajo la forma de escorrentía, tanto superficial como subterránea. El primero de ellos se denomina función de producción y el segundo se conoce como función de transferencia. La función de producción tiene por objeto representar el movimiento vertical del agua, esto es, los diferentes procesos físicos por los que atraviesa el agua atmosférica desde su precipitación en la superficie de la cuenca hasta que está disponible como lluvia neta apta para incorporarse a la escorrentía. Estos procesos son simulados, mediante la representación del suelo y del conjunto de materiales infrayacentes bajo la forma de reservorios comunicantes, con la ayuda de expresiones matemáticas que reproducen las diferentes componentes que intervienen en el ciclo hidrológico (Figura 3).

Una de las hipótesis que asume el modelo es que el agua de lluvia está inmediatamente disponible en el suelo, es decir, no considera la intercepción de ésta por la vegetación, pero indirectamente tiene en cuenta su presencia mediante la infiltración del agua del suelo al acuífero, ya que supone que cuanto mayor es la cubierta vegetal, mayor es la capacidad de infiltración del suelo. También se considera su efecto en el cálculo de la evapotranspiración.

La primera etapa de la función de producción consiste en determinar la altura de agua en el reservorio denominado suelo (SOL), la cual puede tener dos diferentes orígenes, ambos contemplados por el modelo: el agua de lluvia y el agua derivada de la fusión de nieve. El modelo dispone de una subrutina de fusión que permite evaluar la lámina de agua proveniente de las precipitaciones en forma de nieve que lógicamente depende del modo como se distribuye la misma en la cuenca (WMO, 1986; Rango y Martinec, 1994). Así, los diferentes equivalentes en agua de la nieve fundida en bosque (NFB) y de la correspondiente a las áreas despejadas o escasamente cubiertas (NFSB), se establecen, respectivamente, con arreglo a las siguientes ecuaciones:

$$NFB: C_1 * \max(0, TJE - TSC) * HEURE$$

$$NFSB: C_2 * \max(0, TJE - TSD) * HEURE$$

donde:

- $C_1$  y  $C_2$ : intensidades potenciales de fusión en zona boscosa y no boscosa en mm/°C/día
- $TSC$  y  $TSD$ : los umbrales de temperatura de fusión en zona boscosa y no boscosa en °C
- $HEURE$ : factor para la duración del día
- $TJE$ : temperatura media del día en el elemento cuadrado en °C

De este modo la lámina de agua procedente de la fusión de nieve, junto a las precipitaciones en forma líquida, se añaden a la reserva de agua existente en el suelo ( $HS$ ). Asimismo, se ha de precisar que esta operación la efectúe el modelo para cada elemento cuadrado y, en principio, para cada día del año, si bien se pueden efectuar opcionalmente modificaciones en el modelo que permitan realizar estos mismos balances a paso horario, todo ello depende del grado de estructuración de la información hidrometeorológica de entrada al modelo y, ya en el campo de la previsión, de las particulares necesidades que se requieran para obtener una predicción dada.

El valor de la reserva de agua disponible en el suelo ( $HS$ ) disminuirá, por un lado, por evapotranspiración y, por otro, siempre y cuando exista un acuífero subyacente (Figura 3), se va a infiltrar a través de la zona no saturada del mismo, alimentando directamente a un segundo reservorio ( $NAPPE$ ). La evapotranspiración se establece a partir de la fórmula de Thornthwaite modificada, ya que, entre otras, se ha de tener en cuenta la duración potencial de la insolación, en función de la latitud y del día del año, así como el estado de saturación del suelo:

$$ETHORN = \frac{10}{30.4} * 1.62 \left( \frac{10 * TJE}{XIT} \right)^{XAA}$$

donde:

- $ETHORN$ : evapotranspiración potencial del día en mm
- $TJE$ : temperatura media del día sobre el elemento considerado en °C
- $XAA$ : exponente de la fórmula de Thornthwaite
- $XIT$ : valor del índice de Thornthwaite

Por su parte, la estimación de la infiltración hacia el acuífero se realiza con arreglo a la siguiente expresión:

$$XINF = TONIF * \max(0, HS - HINF)$$

$$XINF = \min(XINFMA, XINF) * ARR27$$

donde:

- $XINF$ : lámina de agua infiltrada del reservorio suelo ( $SOL$ ) al reservorio acuífero ( $NAPPE$ )
- $HS$ : nivel de agua en el reservorio suelo
- $HINF$ : umbral del nivel de infiltración del reservorio suelo hacia el reservorio acuífero
- $TONIF$ : coeficiente de infiltración en el reservorio acuífero
- $XINFMA$ : infiltración máxima al día
- $ARR27$ : coeficiente de ponderación calculado con la ayuda de los datos fisiográficos de cada celda. Varía de 0.8 (suelo desnudo) a 1 (suelo totalmente cubierto por bosque)

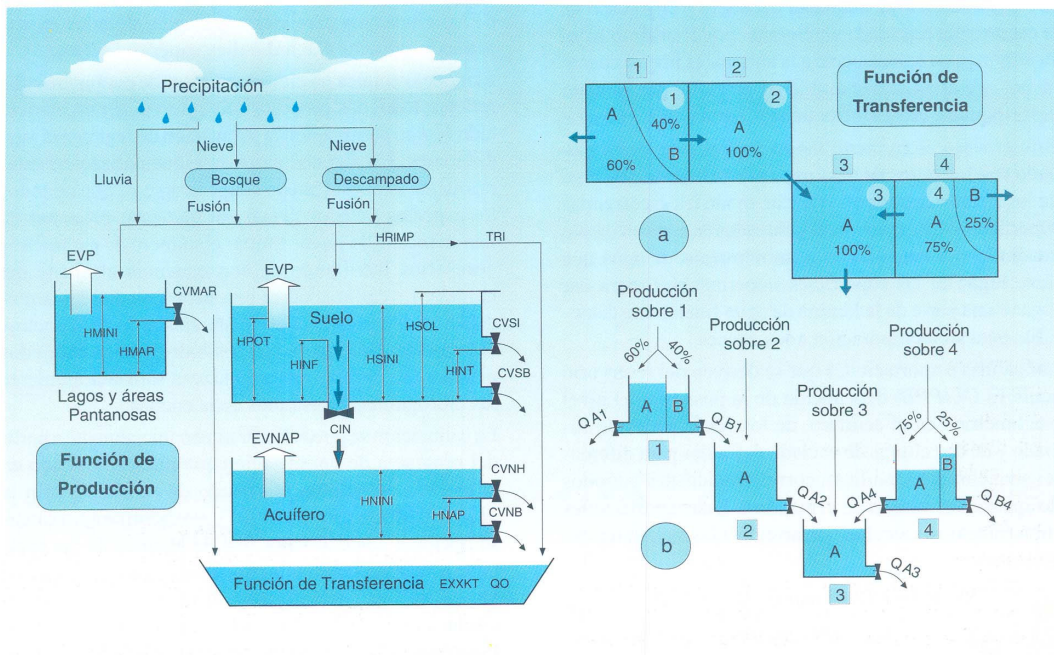


Figura 3. Funciones de producción y de transferencia del modelo Cequeau

De acuerdo con el esquema precedente, la escorrentía superficial y retardada (escorrentía subsuperficial) depende del nivel de agua en el suelo (*HS*), de los coeficientes empíricos de vaciado y de las propias cotas de vaciado de este reservorio. Dichas relaciones vienen representadas por las siguientes expresiones:

$$ES = HS - HSOL$$

$$ER_1 = \max(0, (HS - HINT) * CVSI)$$

$$ER_2 = (HS - ER_1) * CVSB$$

donde:

- ES*: escorrentía superficial (mm)  
*ER<sub>1</sub>* y *ER<sub>2</sub>*: la escorrentía retardada (mm) emergente por el orificio alto, la escorrentía retardada (mm) emergente por el orificio bajo; engloban la totalidad de los flujos subsuperficiales que tienen lugar a lo largo del tiempo en una tormenta  
*HINT*: umbral de vaciado intermedio  
*HS*: el nivel de agua disponible  
*CVSI*: el coeficiente de vaciado intermedio  
*CVSB*: el coeficiente de vaciado inferior

En este sentido, la escorrentía superficial (*ES*) tiene lugar cuando la altura de agua disponible en el suelo (*HS*) es superior a la altura del reservorio (*HSOL*); es decir, cuando la intensidad de la lluvia es mayor que la capacidad de infiltración del suelo. En cuanto a la escorrentía retardada ó subsuperficial emergente por el orificio alto, ésta se produce si la altura de agua en el reservorio es superior al umbral del orificio de vaciado, o en otras palabras, cuando el volumen de agua infiltrada es mayor que el déficit de humedad del suelo y en el caso de la escorrentía retardada emergente por el orificio bajo, su importancia con respecto a la anterior es mayor cuanto menor sea el agua disponible en el suelo; por lo tanto corresponde a una escorrentía más lenta que la primera.

Este proceso es en cierto modo comparable al relacionado con los flujos de base que caracterizan la descarga de los sistemas acuíferos. De este modo las escorrentías superficiales e hipodérmicas generadas en cada elemento cuadrado son adicionadas al movimiento de agua que tiene lugar en las superficies impermeables, para dar lugar a una parte de la lámina de agua finalmente disponible para su incorporación a los cauces.

Las salidas o aportaciones que se deriven del reservorio acuífero (*NAPPE*) dependerán de la posición del nivel piezométrico en el acuífero, de los coeficientes de vaciado y de dos alturas de vaciado definidas para diferentes situaciones hidráulicas, correspondientes a periodos de aguas altas y bajas en el acuífero. Estas aportaciones subterráneas se calculan con arreglo a las siguientes expresiones:

$$SNAPH = CVNH * \max(0, HN - HNAP)$$

$$HN = HN - SNAPH$$

$$SNAPB = CVNB * HN$$

donde:

- SNAPH*: la escorrentía del vaciado alto (rápido)  
*SNAPB*: la escorrentía del vaciado bajo (lento)  
*CVNH*: el coeficiente de vaciado alto  
*CVNB*: el coeficiente de vaciado bajo del reservorio  
*HN*: el nivel del agua en el reservorio (mm)  
*HNAP*: el nivel de vaciado alto (mm)

Las aportaciones del acuífero son adicionadas a las del recipiente suelo, y junto con las procedentes de las superficies impermeables determinan la cantidad total de agua disponible en la cuenca para el escurrimiento en el cauce.

La función de producción, por tanto, está orientada a la obtención de un volumen de agua disponible para ser inmediatamente transferida. Esta transferencia se efectúa de elemento en elemento, y, como ya se ha dicho anteriormente, la dirección del flujo viene determinada por la topografía de la cuenca. Los parámetros que controlan este proceso son el tiempo de concentración de la cuenca y un coeficiente de transferencia para cada celda, el cual está asociado a las características hidráulicas de la misma, es decir, a la capacidad de amortiguar la onda de avenida. De este modo, el programa calcula dicho coeficiente en función de la superficie cubierta de agua para cada celda y de la superficie de cuenca que queda aguas arriba de dicho elemento. En consecuencia, el volumen de agua disponible sobre cada elemento parcial se obtiene multiplicando la lámina de agua producida sobre el elemento entero por la superficie del elemento parcial considerado. Dicho volumen es añadido a los volúmenes entrantes a este elemento, procedentes de los elementos parciales adyacentes situados en una posición estructural e hidráulica superior (*Figura 3*).

El modelo emplea un elevado número de parámetros que reflejan todos los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico permitiendo la simulación de regímenes muy diferentes. En algunos casos la esquematización anteriormente expuesta puede simplificarse ya que no todos los aspectos tratados tienen por qué estar presentes en una cuenca. Ello puede limitar el número de parámetros necesarios facilitando en consecuencia el ajuste del modelo. La calibración es una parte esencial en la modelación con la que se pretende ajustar los parámetros del modelo, de manera que los hidrogramas obtenidos mediante su aplicación reproduzcan satisfactoriamente los hidrogramas registrados en la cuenca.

La calibración se puede llevar a cabo inicialmente a partir del programa de optimización automática, incluido en el modelo, basado en el método de Powell (Morin *et al.*, 1982; Morin y Paquet, 1995), que permite aproximarse opcionalmente al valor real de algunos de los parámetros maximizando o minimizando una cualquiera de las cuatro funciones objetivo disponibles, a fin de reproducir los caudales observados con un mínimo de error. Posteriormente, la calibración se completa por el método de ensayo y error (ejecuciones sucesivas del modelo variando el valor de los parámetros).

Para la calibración por el método de ensayo y error se ha jugado fundamentalmente con los parámetros que figuran en la *Tabla 1* y con los relacionados con la evapotranspiración por ser los que afectaban más directamente al ajuste de los hidrogramas calculados y observados. Los pasos que se han seguido en el proceso de calibración de la cuenca alta del río Ega con el modelo Cequeau se resumen del siguiente modo:

1. Ajustar los parámetros para que las láminas anuales de caudales observados y calculados sean lo más similares posible. En este apartado los parámetros considerados son aquellos que están ligados al proceso de evapotranspiración para aumentar o disminuir la escorrentía anual según el caso.
2. Ajustar los parámetros para que las láminas mensuales de caudales observados y calculados sean más ó menos iguales. En esta ocasión los parámetros básicamente analizados son los que determinan el proceso de fusión de nieve, así como los que conciernen a los diferentes reservorios.
3. Por último ajustar el sincronismo de crecidas. En este último caso los parámetros a considerar son los asociados únicamente con la función de transferencia.

**APLICACIÓN A LA CUENCA ALTA DEL RÍO EGA**

Como ya se ha descrito el modelo Cequeau precisa de diferente información básica que incluye las características de la red de drenaje y los datos fisiográficos y meteorológicos. Además, se han de considerar los datos hidrométricos indispensables para la calibración y validación del modelo. Los datos fisiográficos, permiten estimar los parámetros que intervienen en el cálculo de la escorrentía para cada elemento en que se ha descompuesto la cuenca a partir de una malla cuadrada superpuesta a la misma. En este sentido, teniendo en cuenta las superficies y la desigual topografía de las subcuencas integrantes, se han definido 106 elementos cuadrados de 2 km de lado (*Figura 4*).

La información fisiográfica se ha obtenido a partir de mapas temáticos. Así, para la estimación de la elevación media de cada elemento se ha partido de la cartografía a escala 1:50.000, en tanto que el porcentaje de bosques se ha extraído de los mapas de cultivos y aprovechamientos editados por el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (*Figura 2*). Dado que el modelo reproduce el proceso de la escorrentía en la cuenca ha sido preciso especificar el movimiento del agua para lo cual se han subdividido algunos de los elementos cuadrados en elementos parciales, teniendo en cuenta las diferentes líneas o divisorias de agua existentes en la cuenca, así como el propio trazado de los cauces que componen la red hidrográfica.

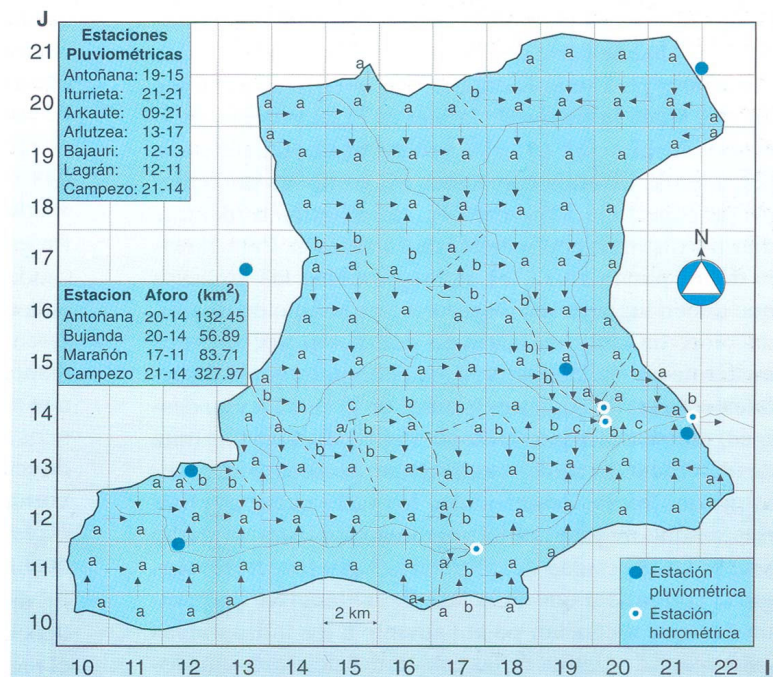
Esta subdivisión, realizada manualmente, permite además dar la adecuada importancia a la influencia de la topografía en la generación de este proceso. De este modo cada

Parámetros	Antoñana	Bujanda	Marañón
CIN	0.35	0.4	0.30
CVNB	0.009	0.002	0.0015
CVNH	0.5	0.0	0.0
CVSB	0.01	0.005	0.006
CVSI	0.2	0.10	0.35
HINF	80.0	40.0	70.0
HINT	70.0	85.0	90.0
HNAP	175.0	350.0	375.0

*Tabla 1. Parámetros de mayor incidencia en la calibración*

elemento parcial queda caracterizado por dos variables: el porcentaje de superficie que ocupa en el elemento cuadrado al que se encuentra adscrito y por el código numérico de elemento parcial al que transfiere la escorrentía en él generada. En definitiva se trata de establecer una jerarquización de la red de drenaje, elemento por elemento sucesivamente dispuestos aguas abajo, cuya esquematización para la cuenca alta del río Ega se muestra en la *Figura 4*.

La información meteorológica de partida, que es transformada por el modelo en caudal, pertenece a un periodo de tiempo comprendido entre los años 1979 al 1985 y corresponde a los registros diarios contabilizados en diferentes puntos existentes tanto en el interior como en las inmediaciones de la cuenca. En concreto, dicha información procede de las siguientes estaciones pluviométricas representados en la *Figura 4*: Campezo (550 m), Iturrieta (990 m), Lagrán (756), Bajauri (800 m), Arlutzea (774 m), Antoñana (635 m) y Arkaute (600 m).



*Figura 4. Esquematización de la cuenca vertiente*

La mayor parte de ellas corresponden al Instituto Nacional de Meteorología a excepción de las de Arkaute e Iturrieta, actualmente operadas por el Gobierno Vasco, y la de Campezo cuyo titular es la Diputación Foral de Álava.

El conjunto de esta información resulta representativa de los diferentes áreas geográficas presentes en la cuenca en estudio, lo que obviamente mejorará los resultados obtenidos por el modelo al quedar adecuadamente establecida la repartición de las precipitaciones por sectores climáticamente homogéneos. Por lo que se refiere a la información nivométrica y termométrica, únicamente se ha dispuesto de los datos diarios correspondientes a las estaciones de Arkaute, Campezo e Iturrieta, si bien esta última presenta amplias lagunas en sus series cronológicas.

Los datos hidrométricos utilizados corresponden a las estaciones de aforo de Antoñana, Bujanda, Marañón y Campezo (Figura 4), si bien por desiguales motivos operacionales no todos sus registros coinciden en el tiempo. La información de las dos primeras, pertenecientes a la Diputación Foral de Álava, se generó en el periodo 1983-85, la correspondiente a la estación de la Confederación Hidrográfica del Ebro en Marañón presenta dos registros continuos entre los años 1979-80 y 1983-85, en tanto que la de Santa Cruz de Campezo, que se ha hecho coincidir de un modo artificial con el punto de desagüe de la cuenca, sus datos pertenecen al periodo comprendido entre Enero de 1979 y Septiembre de 1980. Hay que indicar que los datos de esta última no son continuos, bien al contrario resultan fragmentarios ya que corresponden a observaciones puntuales y a aforos directos realizados en un punto del cauce del río Ega situado en el límite provincial con Navarra durante el desarrollo del Proyecto Hidrogeológico en esta Comunidad Autónoma (Castiella *et al*, 1982).

De los diferentes parámetros que intervienen en el modelo (32) buena parte de ellos se han considerado como constantes para toda la cuenca. Entre ellos se incluyen los que rigen la fusión de la nieve (7), el proceso de la evapotranspiración (4) y la velocidad de transferencia (2), además de otras constantes (8) como los porcentajes de superficie impermeable, la infiltración máxima diaria y distintos coeficientes de corrección. Para el resto de los parámetros (12) que representan los procesos que tienen lugar en los reservorios de la función de producción, ha sido necesaria su definición por sectores mediante cartas facultativas teniendo presente la distribución de las litologías existentes en la cuenca y su desigual comportamiento hidrogeológico. Es decir, se trata de identificar las celdas cuyo comportamiento hidrogeológico es similar asignándoles los valores de los parámetros que mejoran el hidrograma calculado en dicho sector. La necesidad de diferenciación por sectores surgió al comprobar que en la fase de calibración, los parámetros que afectaban positivamente a los hidrogramas calculados de alguna de las estaciones de aforo, empeoraban la de otras, debido a la variabilidad de las características hidrogeológicas de las diferentes subcuencas.

Estación Hidrométrica	Año	Q medio calculado	Q medio observado
Antoñana	1983	1.79	1.77
	1984	2.29	2.16
	1985	1.64	1.61
Bujanda	1983	0.46	0.44
	1984	0.65	0.55
	1985	0.64	0.62
	1979	0.91	0.85
Marañón	1980	0.95	1.00
	1983	0.71	0.69
	1984	0.82	0.79
	1985	0.63	0.61

Tabla 2. Caudales medios observados y calculados

En la Tabla 1 se consignan los parámetros más determinantes en la calibración del modelo, los cuales corresponden al coeficiente de infiltración, a los coeficientes de vaciado, bajos y altos, del suelo y del acuífero, al umbral de infiltración en el acuífero y a las alturas de vaciado intermedia y alta del suelo y del acuífero respectivamente. Dado que los periodos de información no son coincidentes en el tiempo, para la calibración de las subcuencas se ha utilizado el periodo común 1983-84 y para la validación el año 1985. Además en el caso de la subcuenca del río Ega en Marañón la calibración se ha extendido al periodo 1979-80.

Por su parte, los datos de la estación de Santa Cruz de Campezo han servido únicamente a efectos de verificación, dado el carácter discontinuo de sus observaciones. El ajuste de los parámetros se ha realizado para cada subcuenca y periodo considerado. Como criterios específicos se han tenido en cuenta : el sincronismo de los caudales y volúmenes medios anuales observados y calculados , así como los caudales punta de las crecidas observadas y simuladas y la evolución de los caudales de base durante los periodos de agotamiento. A modo de ejemplo se incluyen en la Tabla 2 los caudales medios observados y calculados para los distintos años considerados.

En general se observa una ligera sobreestimación de los caudales calculados lo que confirma la hipótesis ya apuntada en epígrafes precedentes acerca de la posible transferencia fuera de la cuenca de parte de sus recursos disponibles, bien a través de los manantiales que jalonan su borde meridional o siguiendo los flujos subterráneos de las unidades hidrogeológicas, con componentes direccionales en su límite occidental desarrolladas mayoritariamente hacia el Oeste, tal y como se refleja en la Figura 1. Los hidrogramas de algunos de los periodos analizados se muestran en la Figura 5.

En dicha figura se hace patente una elevada correspondencia entre los caudales observados y calculados por el modelo tanto en la etapa de calibración como de validación, apreciándose no obstante la comentada sobreestimación de caudales especialmente en momentos de



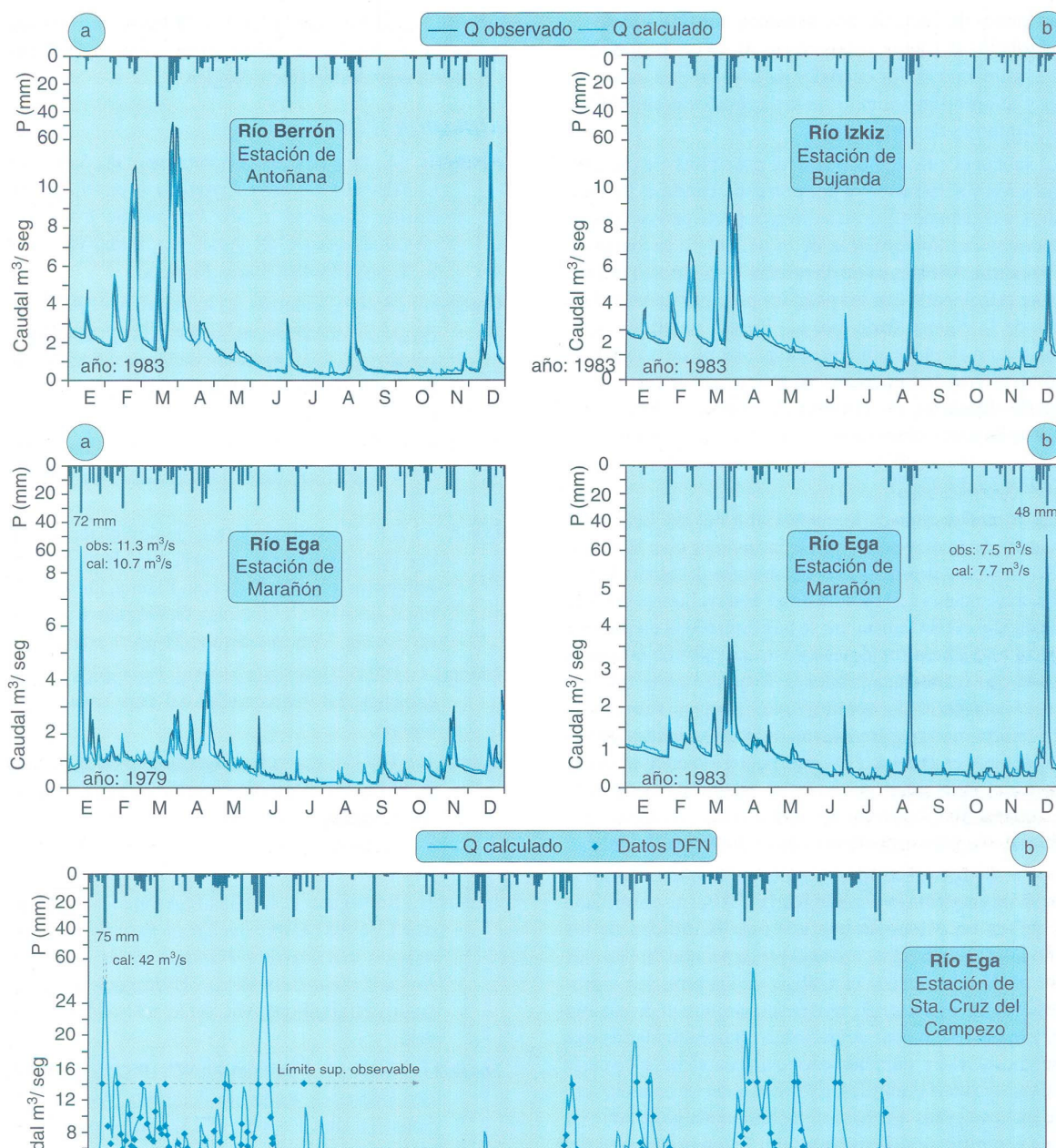


Figura 5. Hidrogramas observados y calculados: a. calibración y b. validación

importantes avenidas. Como criterio numérico para la verificación de dichas correspondencias se ha utilizado el de Nash (WMO, 1986). Los valores obtenidos para las distintas simulaciones oscilan entre 0.78 y 0.89 poniendo de manifiesto un elevado grado de ajuste entre los caudales observados y calculados y evidenciando en consecuencia la validez del modelo elegido.

**RESULTADOS**

Los hidrogramas analizados en la estación de aforos de Antoñana, correspondientes a la subcuenca del río Berrón muestran importantes fluctuaciones y decrecidas

rápidas en concordancia con las características hidrodinámicas de la unidad a la que se encuentra asociado (Sierra de Entzia), que, en general, presenta un bajo comportamiento inercial y una muy escasa regulación natural, propiedades éstas en cierto modo comparables con las que rigen el movimiento del agua en cuencas fluviales con predominio de substratos de naturaleza impermeable.

Por su parte, en la estación de aforos de Bujanda, que contabiliza las aportaciones de la subcuenca del río Izkiz, los caudales presentan modalidades de tránsito en buena parte influenciados por los acuíferos detríticos de

la Cuenca de Treviño caracterizados por flujos lentos y retardados del agua subterránea, lo que contribuye al sostenimiento de los caudales de base de esta subcuenca y al amortiguamiento de los caudales punta de los hidrogramas de crecida.

La subcuenca fluvial meridional posee una elevada regulación y se caracteriza por presentar caudales de base altos y constantes que en su mayor parte derivan de las aportaciones subterráneas de la unidad de la Sierra de Cantabria. Además se ha de reseñar otro aspecto importante relacionado con las posibles pérdidas de los recursos de la cuenca dado que los límites naturales de la misma no siempre coinciden espacialmente con los de los acuíferos involucrados, lo que se traduce en un pequeño desajuste, en términos de balance hídrico, entre los volúmenes observados y calculados por el modelo.

### CONCLUSIONES

En la modelación de la cuenca alta del río Ega se ha puesto de manifiesto la gran influencia que ejerce la Geología en el proceso de generación de escurrimientos. En consecuencia, el estudio se ha desarrollado a lo largo de dos fases. En la primera se ha abordado el análisis de las características litológicas y estructurales de los materiales que conforman la cuenca, lo que ha permitido extraer una serie de conclusiones previas acerca del comportamiento hidrodinámico de las unidades hidrogeológicas existentes. Posteriormente, teniendo en cuenta estas consideraciones se ha adaptado el modelo Cequeau, distribuyendo por sectores los parámetros del modelo de mayor incidencia en la dinámica fluvial.

Los resultados obtenidos son altamente satisfactorios si se tiene en cuenta la complejidad de la cuenca estudiada y ponen en evidencia una vez más la utilidad de los modelos distribuidos, como el presente, que facilitan de un modo más realista el análisis de los procesos hidrológicos. En este sentido, es de esperar que estudios como el presente, y nuevas actuaciones complementarias que se aborden con parecido propósito en el interior de la cuenca y zonas limítrofes, permitan tener un conocimiento cada vez más ajustado de sus recursos globales y de sus posibilidades de explotación, único argumento del que a la postre deban derivarse las pautas para su adecuada planificación y correcta gestión.

### AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se ha desarrollado en el marco del Proyecto: UPV-EHU 001.154 EA 061-95, subvencionado por la Universidad del País Vasco, y del Convenio suscrito entre el Servicio Vasco de Meteorología del Gobierno Vasco-Eusko Jaurlaritza y el departamento de Geodinámica de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU) para la aplicación de modelos matemáticos lluvia-escurrimiento en cuencas de la Comunidad Autónoma Vasca. Los autores desean expresar su agradecimiento al profesor Guy Morin y colaboradores de la Universidad de Québec por facilitar la utilización del programa Cequeau, así como al Centro Territorial del País Vasco del Servicio Nacional de Meteorología, a la Subdirección

de Agricultura de la Excma. Diputación Foral de Álava y al Gobierno de Navarra, por la cesión de diversa información hidrometeorológica.

### BIBLIOGRAFÍA

- Ábalos B. y Llanos H. (1994). *Structure of the Sierra de Cantabria (Southern Pyrenean Frontal Thrust, Basque Country): a new Perspective from Section Balancing*. C. R. Acad. Sci. París. Vol.: 319 S. II. pp. 475-481. París, Francia.
- Castiella J., Solé I, Niñerola. y Otamendi A. (1982) Las Aguas Subterráneas en Navarra (Proyecto Hidrogeológico). Ed. Dirección de Obras Hidráulicas, Servicio Geológico, Diputación Foral de Navarra. 229 pp. Pamplona.
- Choukroune P. (1992) *Tectonic evolution of the Pyrenees*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 20, pp.143-158.
- D.F.A. e I.G.M.E. (1973) Informe Geológico de la Unidad Hidrogeológica Terciaria de Urbasa Montes de Vitoria (Fase I). Convenio Excma. Diputación Foral de Álava e Instituto Geológico y Minero de España. Vitoria-Gasteiz, 71 pp. + anexos.
- Llamas J. (1993) Hidrología general. Principios y Aplicaciones. Ed. Universidad del País Vasco. 576-580 pp.
- Llanos H. (1992) Estudio Hidrogeológico de la Unidad de Urbasa. Montes de Vitoria. Treviño y Sectores Adyacentes. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibersitatea, 334 pp. + anexos.
- Llanos H., Rodríguez J., Garfias J., Arrate I. y Antigüedad I. (1995) *Contribución al Estudio Hidrodinámico del Acuífero Kárstico de la Sierra de Entzia (Alava-País Vasco)*. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, vol. XIX, 507-516 pp. Madrid.
- Morin G., Fortin J.P. y Sochanska W. (1982) Simulation des Débits du Ruisseau des Eaux Volees et de Sous-Bassins. Rapport n° 152 rédigé pour Environnement Canada, 63 pp. Québec.
- Morin G., Paquet P. (1995) Le Modèle de Simulation de Quantité et de Qualité Cequeau. Guide de l'Utilisateur. Version 2.0 pour Windows. INRS-Eau, Rapport de Recherche n° 435, 309 pp. Québec.
- Ramírez Del Pozo J. (1973) Síntesis Geológica de la Provincia de Álava. Edit. Caja de Ahorros Municipal. 64 pp. Vitoria-Gasteiz.
- Rango A. Martinec J. (1994) *Model accuracy in snowmelt runoff forecast extending from 1 to 20 days*. Water Resources Bulletin Edit. American Water Resources Association, vol.: 30-3, 463-470 pp.
- WMO (1986) Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23 WMO-No 646. Secretariat of World Meteorological Organization Geneva, Switzerland.