

## **El sistema kárstico de Uelhs Deth Joèu**

**Manel Monterde García**  
*Departament de Geografia,  
Universitat Autònoma de Barcelona*

### **Introducción**

El sistema de Joèu se sitúa al norte de la Península Ibérica, en el Pirineo Central. Administrativamente pertenece a las comunidades de Cataluña y Aragón. Los relieves implicados en el sistema son los más elevados del Pirineo, en el sureste destacan los picos de Molières (3.010 m) y Tempestades (3.295 m); en la parte central de la vertiente sur, el Aneto (3.404 m), máxima cota del sistema y del Pirineo; en el sureste los límites se sitúan en la línea de cumbres de la Maladeta (3.308 m) y pico de Alba (3.118 m) en la parte más occidental del sistema. Desde este punto y siguiendo hacia el norte, se encuentra el Pico de Paderna (2.621 m) y las cabeceras de los ríos Esera, en la vertiente mediterránea y el río Joèu, más al norte, en la vertiente atlántica. Los Uelhs deth Joèu son el único manantial conocido del sistema y se sitúa a 1.410 m en la cabecera del río Joèu, tributario del Garona, en la Artiga de Lin.

**Figura 1**  
**Localización del sistema kárstico de Joèu**



## Geología

Los trabajos de sísmica de reflexión profunda (Proyecto ECORS-Pirineos, 1985/86), han permitido relacionar las diferentes estructuras pirenaicas en relación con la tectónica de placas. La colisión de las placas Ibérica y Euroasiática ha provocado un engrosamiento cortical muy importante a lo largo de la cadena pirenaica, la cual se extiende hasta Provenza por el este, y el Océano Atlántico por el oeste, con un desarrollo aproximado de 2.600 km.

La geología del sistema se sitúa en el apilamiento antiformal que tradicionalmente se ha denominado Zona Axial Pirenaica (MUÑOZ, 1992; GARCÍA SANSEGUNDO, 1991) y que se corresponde con la unidad estructural de los mantos de corrimientos de Orri, deducidos a partir del perfil ECORS-Pirineos.

A escala local se han descrito tres dominios estructurales (de SITTER y ZWART, 1962; ZWART, 1979): el Siclinorio de la Val d'Aran, el Anticlinal Central y el Siclinorio del Plan de Estany. Es en este último dominio donde se sitúa el sistema de Joèu. Los materiales que afloran en la zona, comprenden desde los materiales paleozoicos del Cambro-Ordovícico y Silúrico, hasta el Carbonífero, que son los materiales del techo en esta zona. Estos materiales están en contacto con los materiales graníticos de la unidad Aneto (CHARLET, 1982).

La serie estratigráfica tiene como base el Silúrico que se supone actúa como muro inferior de la serie devónica-carbonífera. Se trata de lutitas y ampelitas negras (DEGARDIN, 1977, 1978) con importantes mineralizaciones de pirita.

El Devónico está ampliamente representado en el área estudiada. Desde un punto de vista regional tiene una variabilidad litológica muy importante, tanto en sentido vertical como horizontal. A partir de los cortes geológicos de diversos autores (KLEINSMIEDE, 1960; SAN SEGUNDO, 1991), estimamos que la potencia de los niveles devonianos en el área en el que se sitúa el sistema son de unos 300 metros, con una litología básicamente carbonatada en toda la serie que aflora en el Plan d'Estanys.

A la serie devónica le siguen los materiales carboníferos que se extienden desde Los Baños y el Hospital de Benasque, en el valle del río Ésera por el oeste, hasta las inmediaciones del Montarto en la Val d'Aran. Se trata de metapelitas y metasamitas básicamente silicoclasticas. Waterlot (1969) da potencias de hasta 700 metros en la zona del río Nere.

Los materiales cuaternarios están básicamente representados por sedimentos fluvioglaciares y de vertiente que tienen una notable representación en el área.

La tectónica del área es bastante compleja en tanto que las deformaciones de edad alpina se superponen e implican a los materiales prehercínicos afectados por la Orogenia Hercínica.

El dominio del sinclinorio del Plan d'Estanys, donde se sitúa el sistema kárstico de Joèu, aparece encajado al norte por el cabalgamiento de Gavarnie y, al sur, por diversas fallas paralelas a los ejes de los plegamientos y por los materiales graníticos de la Maladeta al sur.

Los pliegues de plano axial subvertical tienen una dirección predominante este-oeste. Los plunjes buzan, normalmente, hacia el noreste con una inclinación no superior a 15°. El sinforme presenta al este del Plan d'Estanys, un anticlinal en forma de domo, el punto más elevado del cual, situado a la altura de Aigualluts, complica notablemente la estructura. Estos elementos estructurales son muy importantes para entender la geometría del acuífero de Joèu.

El Silúrico actúa de nivel impermeable inferior, y el Carbonífero, actúa de nivel impermeable superior. En consecuencia los niveles calcáreos en donde se desarrolla la circulación subterránea, aparecen confinados en profundidad.

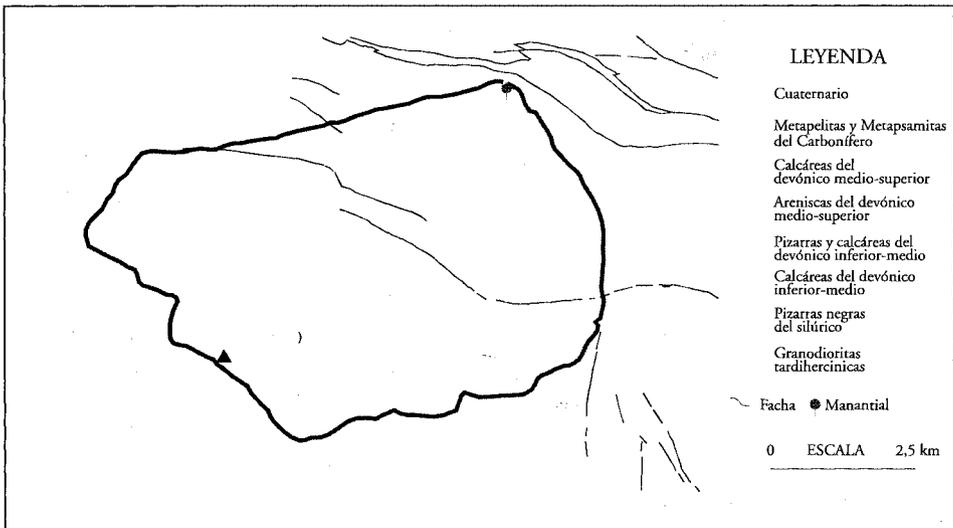
Sobre los materiales graníticos, y en menor medida, sobre los materiales metapelíticos y metasamíticos del Carbonífero, se desarrolla la circulación superficial en dirección a las pérdidas que se localizan normalmente en los contactos normales o mecánicos con las calcáreas devonianas. Sobre estos contactos se han formado alineaciones de pérdidas que dan origen a cavidades de desarrollo vertical donde predomina la infiltración rápida.

Como se puede apreciar en la figura 2, en la zona próxima al manantial de Uelhs deth Joèu, la estructura muestra un sinclinal cuyo eje, se sitúa aproximadamente 200 metros por debajo del nivel de base de Joèu. Con esta estructura la circulación en esta zona ha de ser similar a la de tipo vaclusiano, con desarrollo de estructuras de almacenamiento no cuantificables a partir del aná-

lisis hidrodinámico, debido a que quedan por debajo del nivel de base del manantial (reservas muertas).

Algunas de estas estructuras (domo de Aigualluts, confinamiento de los niveles calcáreos por fallas: l'Escaleta, etc.) son favorables al desarrollo de dispositivos de drenaje y de almacenamiento con una cierta compartimentación: en zonas próximas y también en zonas muy altas y alejadas al manantial. Todo esto ilustra sobre la notable complejidad que introduce la estructura geológica en el desarrollo de la karstificación del sistema de Joèu.

**Figura 2**  
**Mapa geológico del sistema del Uelhs deth Joèu**



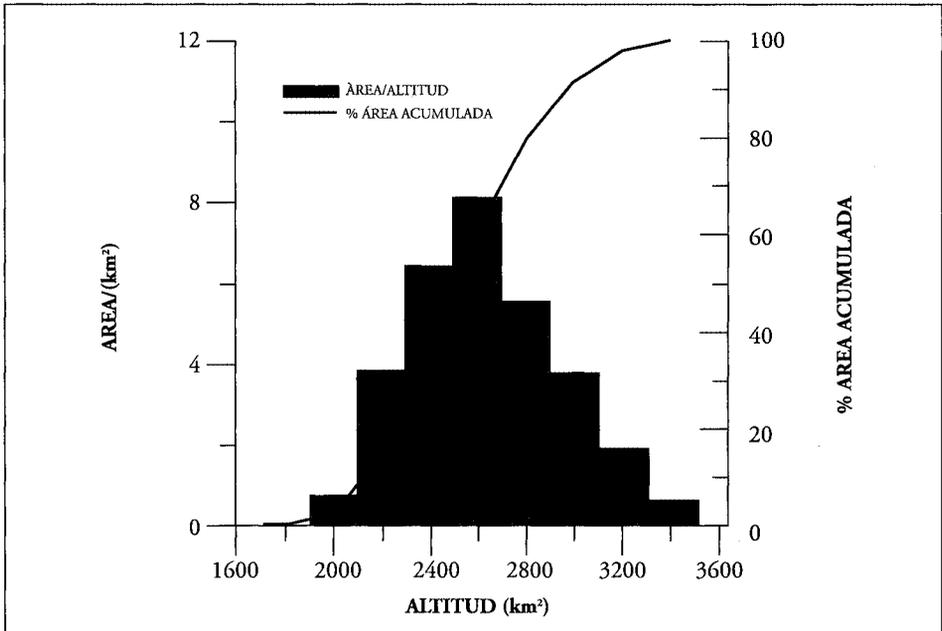
## Geomorfología

Las formas del relieve del sistema de Uelhs deth Joèu se adapta a la macroestructura geológica, la cual se orienta siguiendo los planos axiales de los pliegues, que en líneas generales tienen una orientación este-oeste. Actualmente el relieve tiene un carácter litoestructural sobre el cual se adaptan los procesos erosivos de origen glacial y periglacial, a los que se superponen formas kársticas, de incisión fluvial y de vertientes.

El desarrollo de la karstificación se integra en el espacio y en el tiempo, jugando un *rol* muy importante en los procesos morfológicos: a través de las pérdidas, hay una captura generalizada del drenaje superficial, que pasa a ser subterráneo. Este proceso implica un trasvase de potencial de erosión superficial a subterráneo dentro del mismo proceso de karstificación. Por otra parte, el drenaje subterráneo pasa de la vertiente mediterránea (en cuenca de alimentación en la cabecera del río Ésera) a la atlántica en el manantial de Uelhs deth Joèu.

El relieve presenta unas características de alta energía, como se deduce de la curva hipsométrica y de las alturas medias (figura 3).

**Figura 3**  
**Curva hipsométrica del sistema kárstico de Joèu**



La morfología que predomina es de tipo glaciar y su distribución determina, en realidad, las subcuencas de alimentación del sistema: los circos de la Maladeta, Aneto, Barrancs y Escaleta son los más significativos. Las cubetas de sobreexcavación dominan las partes intermedias y sobre ellas se sitúan las pérdidas más importantes: Renclusa, Aigualluts, Hòro d'Aran, Mall de l'Artiga y Hòro Nere.

En la actualidad quedan restos de glaciario en los dominios de las cumbres de la Maladeta y del pico Aneto, que juegan un papel muy importante en la dinámica hidrológica.

## Hidrología superficial

Las características geomorfológicas de las subcuencas implicadas en el drenaje son favorables a una escorrentía directa muy importante y a tiempos de concentración cortos. Estas condiciones se traducen en respuestas rápidas debidas a las precipitaciones y a la fusión nivo-glaciar.

En las condiciones de alta montaña que se dan en el sistema, el régimen hidrológico viene determinado, en gran medida, por una marcada variación estacional con relación al manto de nieve. Este fenómeno comporta la exis-

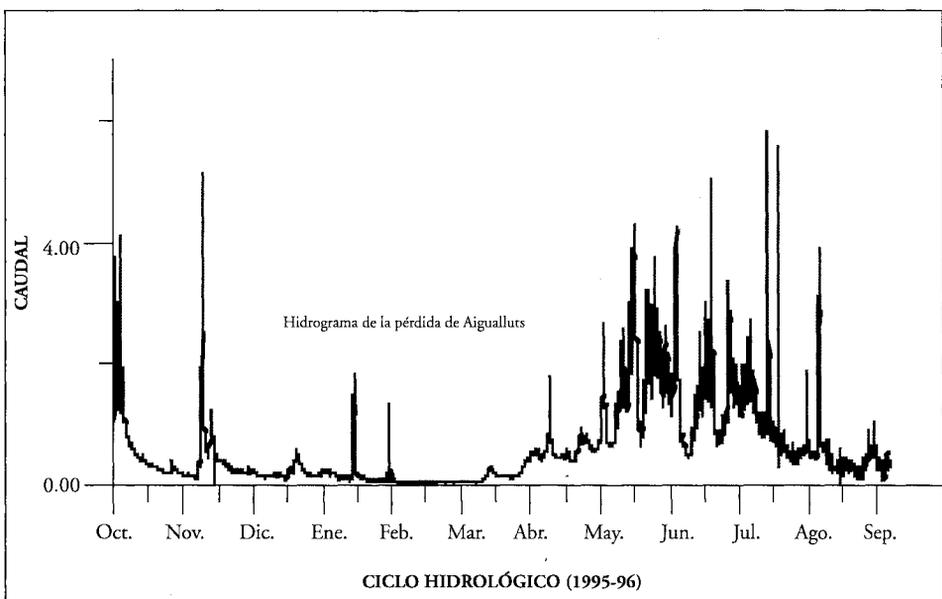
tencia de un período de aguas altas a finales de primavera. La prolongación de la fusión nivo-glaciar a lo largo del verano provoca crecidas diarias de cierta importancia. Tenemos pues, una dinámica compleja en la que la variación estacional del caudal, las crecidas diarias de fusión nival y las debidas a las precipitaciones en forma de lluvia, configuran un régimen de predominio nival pero con crecidas importantes a causa de las precipitaciones en forma líquida.

El hidrograma que corresponde al ciclo hidrológico 1995-96 (figura 4) ilustra muy bien lo que acabamos de comentar. Al inicio del ciclo hidrológico, entre los meses de octubre y noviembre se suceden una serie de crecidas de origen fundamentalmente pluvial.

En los meses de invierno existen unas precipitaciones de nieve muy importantes que se acumulan durante la época invernal. Es un período en el que nada más existen crecidas que se deben a episodios excepcionales de precipitaciones y temperaturas altas, y también a la fusión subglaciar y subnival. Durante este período, los caudales de entrada en las pérdidas se mantienen muy bajos y constantes.

El hidrograma muestra, para el período comprendido entre abril y septiembre, un aumento progresivo de la magnitud de las crecidas diarias, con fluctuaciones importantes en función de las amplitudes térmicas de la temperatura del aire. También aumenta de forma progresiva la importancia de las crecidas de origen pluvial.

**Figura 4**  
**Hidrograma de la pérdida de Aigualluts**



Para el período del que se disponen datos de aforos en la pérdida d'Aigualluts, la media de caudal ha resultado ser de  $0.8 \text{ m}^3/\text{s}$ , lo que equivale a un valor aproximado de caudal específico de  $47.3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ . El volumen de tránsito anual para la pérdida ha sido de  $25.2 \text{ hm}^3$ . Este valor está muy por debajo de los valores teóricos deducidos a partir de los datos históricos de precipitación, como causa, seguramente, de la correspondencia con un período de precipitaciones inferiores a la media. También existe la posibilidad que las precipitaciones estén sobrevaloradas. Este aspecto solamente se podrá aclarar cuando exista una estación meteorológica por encima de los 2000 metros de altitud. En la tabla 1 se resumen las estadísticas hidrológicas básicas de la pérdida d'Aigualluts.

**Tabla 1**  
**Parámetros hidrodinámicos básicos del Forau dels Aigualluts a partir del promedio de los datos horarios, diarios y mensuales**

Aigualluts	Horarios	Diarios	Mensuales
Caudal medio ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	0,80	0,77	0,81
Desviación estándar	0,83	0,76	0,69
Volumen de tránsito ( $\text{hm}^3$ )	25,22	24,28	25,22

### Puntos de agua

En las tablas 2 y 3 se enumeran los puntos de agua más importantes del sistema de Uelhs deth Joèu. Existen, además, un buen número de puntos de agua de escasa significación hidrológica en el contexto de la zona y que no se tienen en cuenta debido a que su funcionamiento se limita en la mayoría de los casos a la época de fusión nival.

**Tabla 2**  
**Principales manantiales del sistema kárstico de Uelhs deth Joèu**

Manantial	Caudales ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	
	máximo	mínimo
Uelhs Deth Joèu	9,5 <sup>(2)</sup>	0,25 <sup>(2)</sup>
Escaleta <sup>(4)</sup>	3,0 <sup>(1)</sup>	0,01 <sup>(1)</sup>
Aigualluts <sup>(3) (4)</sup>	0,1 <sup>(1)</sup>	0,02 <sup>(1)</sup>
Artiga de Lin <sup>(3)</sup>	0,1 <sup>(1)</sup>	0,01 <sup>(1)</sup>

(1) estimados

(2) aforados

(3) el agua sale por diversos puntos

(4) acúfferos epikársticos

**Tabla 3**  
**Superficie drenada de las principales pérdidas del sistema de Uelhs deth Joèu**

Pérdida	Área (km <sup>2</sup> )
P-6 Renclusa	4,7
P-7 Coll Renclusa	0,5
P-8 Coll Renclusa	0,5
P-9 Pla Aigualluts	0,2
P-10 Pla Aigualluts	16,6
P-11 Hòro Barrancs	4,8
P-12 Hòro Aran	0,5
P-13 Malh Artiga	2,8
P-14 Molières	0,2
P-15 Hòro Nere	4,1

## Hidrología subterránea

### Análisis de hidrogramas

Tal y como venimos reiterando, la variabilidad del caudal en el manantial de Uelhs deth Joèu está determinada, en gran medida, por la variabilidad de la escorrentía superficial. El análisis de los hidrogramas en el manantial de Joèu (figura 5) ilustra esta interrelación. Desde esta premisa, algunas de las explicaciones dadas sobre la variabilidad de los hidrogramas en el capítulo de aguas superficiales son igualmente válidos en este apartado dedicado a las aguas subterráneas.

El carácter, influenciado de la infiltración en las pérdidas del sistema a lo largo de todo el ciclo hidrológico, plantea problemas de interpretación de los hidrogramas. En este trabajo, para el análisis de las curvas de recesión (decrecida y agotamiento), los caudales de entrada (carácter influenciado) se han resutado al hidrograma de Uelhs deth Joèu.

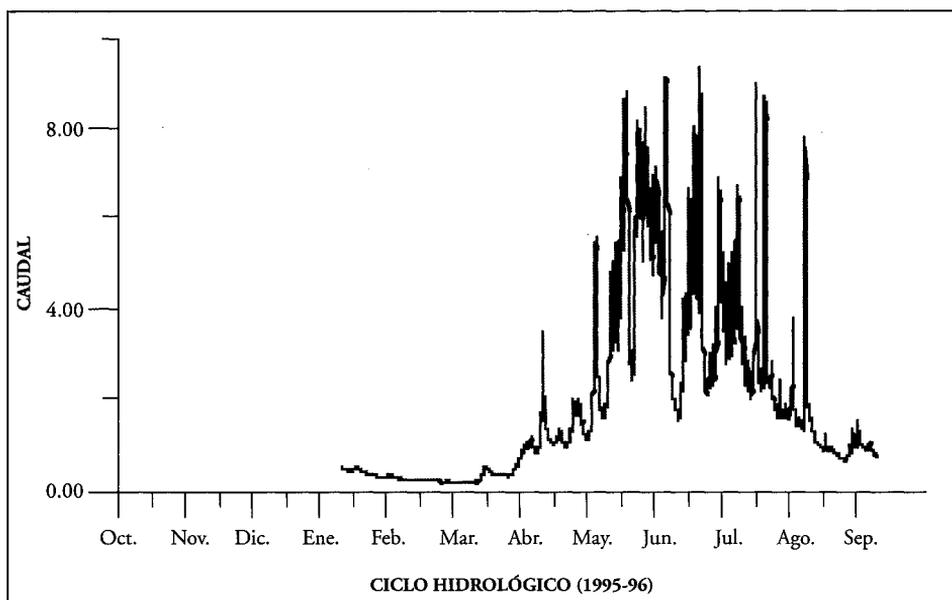
El análisis de las curvas de recesión ha dado una aproximación al volumen de las reservas dinámicas entre 1 y 3 hm<sup>3</sup>. El cálculo de los parámetros «i» y «k» (MANGIN, 1975) nos permite la caracterización del sistema con una karsificación más importante aguas arriba y con un cierto desfase entre las lluvias y la infiltración (característico de un sistema binario).

En la tabla 4 se sintetizan las características hidrodinámicas básicas del sistema de Joèu.

**Tabla 4**  
**Estadísticas básicos del análisis hidrodinámico en Uelhs deth Joèu**

Caudal (m <sup>3</sup> /s)			Volumen (hm <sup>3</sup> )			
Medio	Mínimo	Máximo	Dinámico	Tránsito	i	k
1,58	0,135	9,641	1,8	49,9	0,34	0,04

**Figura 5**  
**Hidrograma del sistema kárstico de Joèu en el manantial**



Se observa que a lo largo del ciclo hidrológico existen dos situaciones funcionales de gran interés:

–Un estado de máxima carga hidráulica que se corresponde con un período de máxima fusión nivoglaciar. Durante este período las estructuras de almacenamiento están saturadas, y por tanto, la señal de salida se corresponde con su equivalente de salida.

–Un estado de mínima carga hidráulica que se corresponde con el período de innivación. En esta situación de carga hidráulica, la recarga a partir de crecidas en las pérdidas, no se traduce necesariamente en una respuesta en el manantial, debido, precisamente, a que se recargan las estructuras de almacenamiento.

En las crecidas de verano y otoño se observa que existe una buena relación entre los caudales de entrada y de salida. Los tiempos de transferencia son de dos horas, mientras que los de tránsito, comprobados por medios de expe-

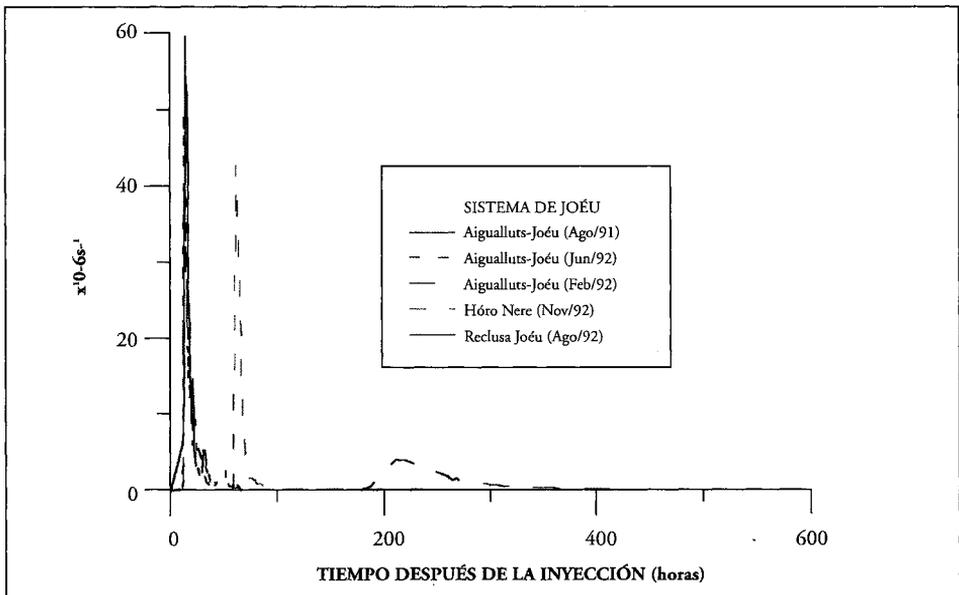
riencias con trazadores químicos, son de unas doce horas. En estas condiciones las estructuras de almacenamiento están saturadas y, probablemente, bloqueadas por los dispositivos de drenaje rápido.

En algunas crecidas de invierno no existe relación entre los caudales de entrada y salida. La función de transferencia queda filtrada por la recarga de las estructuras de almacenamiento, mientras que el tiempo de tránsito, comprobado por coloración, es, aproximadamente de unos nueve días. Todas estas observaciones se ponen en evidencia a partir del tratamiento de señal que realizamos a continuación.

### Experiencias con trazadores

Las experiencias con trazadores químicos son fundamentales. Con estas experiencias se permite precisar los límites de los sistemas y obtener información sobre el funcionamiento y la estructura de los sistemas hidrogeológicos. En este sentido, las experiencias realizadas con trazadores son un aspecto más de la cartografía de la vulnerabilidad y una referencia interesante para contrastar los resultados obtenidos desde otras disciplinas. La síntesis de los resultados de los trazados históricos realizados en el sistema de Joèu se describen en algunas publicaciones recientes (FREIXES *et al.*, 1997).

**Figura 6**  
**Curvas de restitución de los trazados químicos experimentales en Joèu**



Los trazados de Aigualluts y de la Renclusa, efectuados en verano, se realizaron en condiciones parecidas de aguas relativamente altas. Tanto los tiempos de tránsito medio (16-18 h) como la velocidad media (210-280 m/h), ponen de manifiesto una alta funcionalidad de las estructuras de drenaje que conectan estas pérdidas con el manantial. Es interesante destacar que los resultados de los dos trazados d'Aigualluts realizados en verano (agosto de 1991 y junio de 1992) son equivalentes, lo que confirma que la respuesta del acuífero en cualquier evento (en este caso una inyección puntual de colorante) está influida por el estado hidráulico del sistema. En este mismo sentido, el resultado del trazado d'Aigualluts en invierno tiene un gran interés, ya que demuestra de manera muy marcada la influencia del estado hidráulico del sistema (momento del ciclo hidrológico) en su funcionamiento. Se observa que, entre la pérdida d'Aigualluts y el *manantial*, en el invierno la velocidad de tránsito media es unas catorce veces más baja que en verano, lo que se traduce en un retardo de ocho días de la llegada de la máxima concentración de colorante.

El trazado d'Hòro deth Nere, a pesar de realizarse en fase de decrecida del hidrograma y a pesar que en el momento de la inyección por la pérdida se infiltraba un caudal muy bajo, también refleja una buena conexión entre la pérdida y el manantial.

Las curvas de restitución del colorante (figura 6) tienen una tendencia a ser unimodales, a pesar de que los trazados de verano, durante el cual la crecida diaria tiene una cierta importancia, aparecen algunas modas poco importantes después del tránsito de la mayor parte del colorante. Excepto el trazado d'Aigualluts en invierno, los trazados muestran como la mayor parte del colorante sale en un intervalo de tiempo de unas 20-30 horas (baja dispersión del colorante), aunque existen diferencias notables en el tiempo de salida del mismo. Estos resultados hacen pensar que las pérdidas y el manantial están bien conectadas por *drens* muy transmisivos. Por otra parte la relativamente alta velocidad de tránsito media de flujo de agua impide que la curva de restitución del trazador se vea significativamente afectada por la crecida diaria de caudal, característica de los meses de verano.

La curva de restitución de colorante correspondiente al trazado d'Aigualluts en invierno demuestra una dispersión del colorante mucho más marcada (la mayor parte del colorante sale en un intervalo de 150 horas); este resultado vuelve a demostrar el papel de la hidrodinámica (estado más o menos influenciado del sistema) en las características de funcionamiento del sistema.

## Bibliografía

- CHARLET, J.M. (1982). «Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles)». *Pirineos* [Jaca], 116, p. 57-66.
- DEGARDIN, J.M. (1978). «Etude stratigraphique et paléogéographique du silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales Espagnoles)». *Annales de la Société Géologique du Nord* [Lille], 43, p. 51-58.

- FREIXES, A.; MONTERDE, M.; RAMONEDA, J. (1997). «Tracer tests in the Joèu karstic system (Aran Valley, Central Pyrenees, NE Spain)». En: KRANJC, A. [ed.]. *Tracer Hydrology 97*. Balkema: Rotterdam, p. 219-225.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1991). *Estratigrafia y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça*. Oviedo: Universidad de Oviedo
- KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960). «Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees)». *Leidse Geologische Mededelingen* [Leiden], 25: 129-245.
- MANGIN, A. (1975). «Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques». *Annales de Spéléologie*, 29(3): 283-332.
- MUÑOZ, J.A. (1992). «Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section». En: McClay, D.R. [ed.]. *Thrust Tectonics*. Londres: Chapman & Hall, p. 235-246.
- SITTER, L.U.; ZWART, H.J. (1962). «Geological map of the paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50000, sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat». *Leidse Geologische Mededelingen* [Leiden], p. 191-236.
- WATERLOT, M. (1969). *Contribution à l'étude géologique du carbonifère anté-stéphanien des Pyrenees Centrales Espagnoles*. Madrid: Instituto Geológico y Minero
- ZWART, H.J. (1979). «The geology of the Central Pyrenees». *Leidse Geologische Mededelingen* [Leiden], 50:74.