

# Determinación de sistemas de flujo regionales y locales en las depresiones tectónicas del Baix Empordà y La Selva (NE de España) en base a datos hidroquímicos e isotópicos

E. Vilanova<sup>(1)</sup>, J. Mas-Pla<sup>(2)</sup> y A. Menció<sup>(2)</sup>

(1) Amphos XXI, (formerly Enviro-Spain) Passeig de Rubí, 31, 08197 Valldoreix, Barcelona (España).  
ester.vilanova@amphos21.com

(2) Centre de Geologia i Cartografia Ambientals (GEOCAMB), Dept de Ciències Ambientals, UdG, 17071 Girona  
josep.mas@udg.edu, anna.mencio@udg.edu

## RESUMEN

El sistema hidrogeológico Baix Empordà-Selva-Gavarres se halla determinado por el sistema de fracturas que dio lugar a las depresiones tectónicas del Empordà y la Selva durante el Neógeno. En este estudio se describen sus rasgos hidrogeológicos mediante datos piezométricos, hidroquímicos e isotópicos ( $^3\text{H}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), los cuales han permitido ilustrar la importancia de las zonas de fracturas en la hidrodinámica del sistema. En este sentido se han identificado dos sistemas de flujo con características hidroquímicas e isotópicas diferenciadas, de las cuales se han caracterizado sus áreas de recarga y los respectivos tiempos de residencia. El sistema de flujo local tiene como área de recarga el macizo de las Gavarres y se manifiesta en las dos depresiones circundantes, con un tiempo de tránsito aproximado de 20 años. El segundo sistema de flujo es de alcance regional y sólo se ha identificado en la depresión de la Selva. Éste se relaciona con la presencia de zonas de falla de carácter regional y su recarga procede de la Sierra Transversal o del macizo de las Guillerries, con tiempos de tránsito superior a 50 años. Los datos isotópicos han permitido asimismo identificar procesos de mezcla entre ambos sistemas de flujo mientras que el análisis estadístico multivariable de componentes principales ha permitido establecer los procesos dominantes en ambos sistemas.

Palabras clave: Empordà, isótopos, Selva, sistema de flujo, tiempo de tránsito

## ***Determining regional and local flow systems in two tectonic basins (Selva and Empordà; NE Spain) using hydrochemical data and environmental isotopes***

### ABSTRACT

*The Baix Empordà-Selva-Gavarres aquifer system is related to the fault set that created the tectonic basins of Empordà and Selva areas (NE Spain) during the Neogene. In this work, we describe groundwater hydrogeological, hydrochemical and isotopic ( $^3\text{H}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio) characteristics of this system in order to illustrate the relevance of fault zones in groundwater flow-paths and the recharge. In that way, we identify two flow systems, with distinct hydrochemistry and isotopes. A local flow system originates at the Gavarres Range, and it flows towards the basins of the Baix Empordà and Selva, with an approximate residence time of 20 years. Additionally, a regional flow system has only been identified in the Selva basin. This one is related to the main fault zones, as preferential flow paths. Its recharge is located in mountain ranges with higher altitudes, namely the Transversal and Guillerries Ranges, with residence times larger than 50 years. Isotopical data has also shown mixing processes between both flow systems and rainfall recharge while multivariate statistical analysis of principal components has shown the main processes that control hydrochemistry of each flow systems.*

*Key words: Empordà, flow systems, isotopes, residence time, Selva*

## Introducción

Los sistemas de flujo subterráneo en zonas estructuralmente complejas, como depresiones tectónicas, responden habitualmente a diferentes áreas de recarga y su flujo se halla habitualmente afectado por pro-

cesos de mezcla. Éstos se producen tanto a través de las formaciones hidrogeológicas como a lo largo de las fracturas, las cuales pueden actuar como zonas de flujo preferencial. Como resultado, el agua subterránea adquiere diferentes características hidroquímicas e isotópicas. La interpretación de estos sistemas de

flujo debe considerarse pues con diferentes escalas espaciales y temporales, lo que permite desde esta perspectiva una valoración más precisa de los recursos hidrogeológicos existentes. El establecimiento del tipo de sistemas de flujo que se producen en estos contextos geológicos complejos debe centrarse en el estudio del origen del agua subterránea y especialmente en las características de la recarga (Offerding *et al.*, 2004)

Este estudio se desarrolla en un contexto geológico caracterizado por la presencia de horsts y grabens como resultado de la tectónica distensiva que afectó al NE de Cataluña durante el Neógeno. Concretamente, las depresiones tectónicas del Empordà y la Selva se enmarcan en este contexto y presentan un sistema hidrogeológico común relacionado con el macizo de las Gavarres. En esa contribución se describen los sistemas de flujos en esta zona, mediante técnicas hidroquímicas e isotópicas, evaluándose el rol de las zonas de falla como condicionantes principales de la recarga y de la hidrodinámica regional.

En este trabajo se han utilizado datos hidrogeológicos, hidroquímicos e isotópicos ( $^{18}\text{O}$ , D,  $^3\text{H}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )

para identificar los sistemas de flujo que se producen a escala regional y local (Tóth, 1963) y sus respectivas áreas de recarga. También se estudian los datos hidroquímicos y se estudian mediante un análisis estadístico multivariable de componentes principales con la finalidad de identificar procesos hidroquímicos con el medio y sistema de flujo.

### Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se localiza al noreste de Cataluña (NE de España) e incluye el macizo hercínico de las Gavarres (535 m s.n.m) y las depresiones tectónicas adyacentes de la Selva (al sur y suroeste) y del Baix Empordà (o Baix Ter, al norte), a lo largo de la cual el río Ter desemboca al mar Mediterráneo (Figura 1). El oeste y norte de la Selva está delimitado por la sierra de las Guilleries (1285 m) y la Sierra Transversal (998 m), respectivamente. La dirección principal de los sistemas de fallas que limitan estas estructuras tectónicas es NO-SE, aunque determinadas fallas de dirección N-S y NE-SO también tienen un rol importante en la geología regional (Donville, 1976; Saula *et*

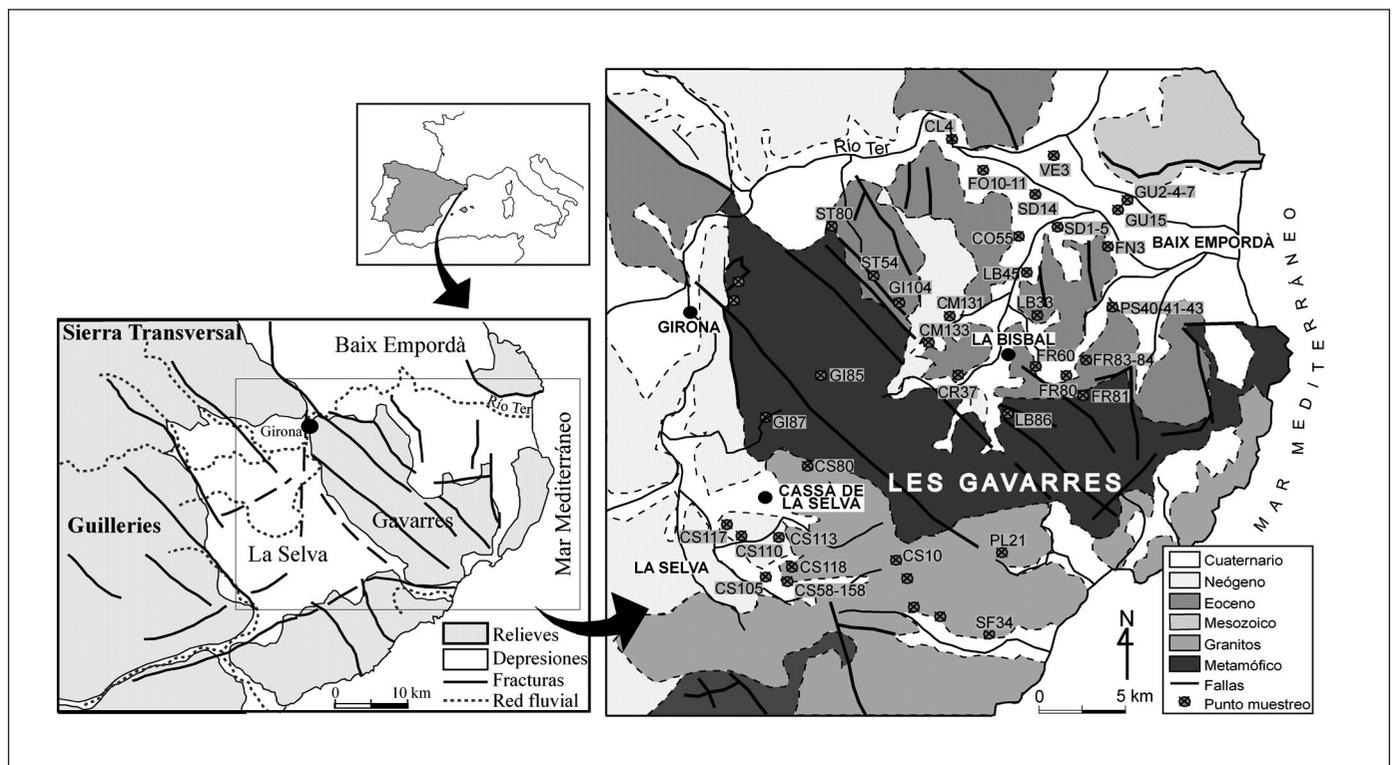


Figura 1. Situación geográfica, geológica y estructural de la zona de estudio  
 Figure 1. Geographical, geological and structural location of studied area

*al.*, 1994; Picart *et al.*, 1996). Concretamente, se estudió la zona sur del sistema hidrogeológico del Baix Empordà y su transición hacia el macizo de las Gavarres y el sector este de la depresión de la Selva.

El macizo de las Gavarres está constituido por rocas paleozoicas metasedimentarias y vulcanosedimentarias ácidas en su vertiente norte, y rocas plutónicas en su flanco meridional (Roqué, 1993; Figura 1). En la zona septentrional de las Gavarres, en contacto con la depresión del Baix Empordà, se localizan rocas sedimentarias detríticas y carbonatadas de edad paleógena en contacto por falla con el paleozoico del macizo y con intensa fracturación (Roqué, 1993; Mas-Pla y Vilanova, 2000). El relleno de materiales neógenos de la depresión del Empordà está poco representado en el sector estudiado, donde dominan los materiales fluvio-deltaicos cuaternarios que sobreyacen a las formaciones paleógenas (Montaner *et al.*, 1995).

En la zona sur, la depresión de la Selva se rellenó durante el Neógeno mediante abanicos aluviales procedentes de los macizos de las Gavarres y las Guillerries, dando lugar a espesores variables (100-300 m) en función de la evolución tectónica del zócalo (Pous *et al.*, 1990). La composición litológica del sector próximo a las Gavarres refleja la naturaleza arcósica del área fuente. En el sector más septentrional de la depresión de la Selva, los materiales neógenos están en contacto con calizas y areniscas del paleógeno de la Sierra Transversal. Los depósitos aluviales cuaternarios, mayoritariamente holocénicos, responden al sistema de drenaje actual.

## Contexto hidrogeológico

Esta zona ha sido estudiada hidrogeológicamente por otros autores que han descrito las formaciones hidrogeológicas, los acuíferos y el hidroquimismo: Martínez Gil (1972), Montaner *et al.* (1995), Montaner *et al.* (1996), Mas-Pla *et al.* (1998), Vilanova y Mas-Pla (2001) y Vilanova (2004), en el Empordà, y por Albert (1973), París y Albert (1976), Vehí (2001) y Menció (2006) en la Selva.

Los datos piezométricos (obtenidos en siete campañas desde 1996 a 2001; Vilanova, 2004) con más de 900 puntos inventariados, han permitido identificar las principales formaciones hidrogeológicas y sus relaciones de flujo. Se constata un sistema de flujo local en sentido divergente desde el macizo de las Gavarres hacia las depresiones del Baix Empordà y la Selva, el cual actúa como área de recarga local, evidenciándose particularidades relacionadas con la influencia de las fracturas.

De este modo, las formaciones metamórficas e ígneas del macizo de las Gavarres se comportan como zonas de recarga. Se trata de un medio fracturado de baja permeabilidad donde se establecen flujos preferenciales. Adicionalmente, nivel superior de granito meteorizado (de hasta 30 m) actúa como acuífero superior y regulador de la recarga.

En la depresión del Baix Empordà, las formaciones hidrogeológicamente más importantes son las formaciones carbonatadas y las areniscas paleógenas, con propiedades hidráulicas variables en función de su fracturación y carstificación. Los materiales aluviales, especialmente las formaciones fluvio-deltaicas del río Ter, y los depósitos coluviales constituyen también acuíferos relevantes. Concretamente, los sedimentos aluviales del río Ter que pueden alcanzar potencias de 50-60 m (ICC, 1994) y donde se diferencian tres niveles acuíferos (Montaner *et al.*, 1995). La recarga a las formaciones paleógenas procede mayoritariamente del macizo de las Gavarres a través de fracturas que actúan como vías de conexión entre los diferentes niveles acuíferos paleógenos. Estas formaciones presentan unos niveles piezométricos superiores a los de las formaciones aluviales sobreyacentes, indicando la existencia de un flujo vertical ascendente.

Los sedimentos cuaternarios aluviales del Baix Empordà presentan una superficie piezométrica continua para los acuíferos superior y medio, habiéndose identificado una dirección de flujo desde el acuífero hacia los cauces. En el nivel aluvial inferior se han detectado notables conos de depresión generados por pozos de abastecimiento local. Estos conos favorecen la recarga desde el zócalo paleógeno y desde el río Ter, a la vez que han influido en el avance de la intrusión marina.

En el área de la Selva, se observa una relación entre el rendimiento de las captaciones ubicadas en materiales ígneos, ya sea en las vertientes o en el zócalo de la depresión, y su proximidad a las zonas de falla. Los materiales neógenos arcósicos y la zona de alteración del granito del zócalo de la depresión son los que muestran conductividades hidráulicas y coeficientes de almacenamiento más elevados. Las formaciones cuaternarias son poco importantes y no superan los 15 m de potencia (Mas-Pla, 1986). Estos sedimentos cuaternarios y los niveles superficiales de granito alterado presentan una única superficie hidráulica continua. Las relaciones hidráulicas entre los sedimentos neógenos y las formaciones geológicas colindantes indican una recarga local lateral desde el macizo de las Gavarres, similar a la observada en la depresión colindante del Baix Empordà. Sin embargo, en las zonas más profundas de la depresión

es necesario suponer un flujo vertical ascendente adicional, relacionado con las fracturas regionales que justifique los caudales de explotación registrados.

**Resultados hidroquímicos e isotópicos**

**Hidroquímica**

Los datos hidroquímicos utilizados en este estudio proceden de cuatro campañas de muestreo (1996, 1997, 2000 y 2002; Vilanova, 2004) en las que se recogieron inicialmente datos de 39 puntos y que durante el transcurso de la investigación se han ampliado a 50 (incluyendo manantiales termales y carbónicos). La

metodología analítica utilizada tanto en el trabajo de campo como en el laboratorio responde a los requerimientos descritos en los Standard Methods (Greenberg *et al.*, 1992).

La mayor parte de muestras presentan una facies hidroquímica bicarbonatada-cálcica, a excepción de dos puntos en los granitos de la Selva que se clasifican como cloruradas-bicarbonatadas-cálcicas (Tabla 1). Esta facies se atribuye a la interacción con la litología cristalina y a un elevado tiempo de residencia en la Selva (Vilanova y Mas-Pla, 2001). En el Baix Empordà se han descrito elevados contenidos en cloruro en las aguas subterráneas que se han relacionado con procesos de intrusión salina (Montaner *et al.*, 1996).

	T	pH	C.E.	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Si	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	IS cal
	°C		µS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
CS117A	16.7	7.1	911	86.7	14.2	53.3	2.6	0.4	16.4	60.8	65.0	50.0	299.1	-0.11
CS117C	16.5	6.9	821	97	12.7	54.2	1.7	0.3	11.4	65.2	67.4	71.5	200.9	-0.45
CS105	15.3	7.2	850	89.6	9.4	57.6	1.2	0.4	13.3	71.6	51.2	22.5	273.9	-0.08
CM133	19.2	7.3	753	101.9	14.0	36.1	1.0	0.4	12.5	40.4	15.3	0	383.5	0.32
SF34	17.4	7.1	1114	104.4	17.5	85.9	1.8	0.5	13.2	109	44.3	0	438.6	0.22
PL21	15.7	7.4	846	88.2	20.6	58	3.1	0.5	10.3	47.9	31.7	0	417.6	0.32
CS10	16.7	7.5	493	45.6	9.3	47.1	0.8	0.1	12.0	27.6	31.4	15.7	214.2	-0.11
CS58	15.9	7.0	911	95.7	16.0	51	1.1	0.4	11.6	94.6	58.1	22.5	259.5	-0.23
CS80	17.1	7.1	1672	120.3	42.5	71.4	2.7	0.3	12.9	245.0	74.9	0	376.0	0.12
CS118	17.5	7.2	1385	109.1	30.0	83.8	2.2	0.6	10.6	247.0	37.4	0	303.6	0.07
GI85	14.9	7.3	626	82.2	11.5	34.1	3.3	0.2	10.4	22.0	52.1	17.0	225.7	-0.07
GI87	15.9	6.9	804	85.3	24.6	41.2	1.2	0.4	4.7	61.5	7.5	0	348.2	-0.26
ST80	16.8	7.4	820	70.9	13.6	69.2	14.2	0.6	6.8	41.2	39.83	34.0	323.7	0.13
LB86	17.8	7.1	900	105.6	20.5	40	1.49	0.7	10.0	77.5	71.9	0	278.4	-0.07
FR81	17.8	7.3	1017	82.1	26.0	79	1.4	0.3	10.0	127	31.4	0	304.1	0.07
ST54	16.2	6.9	784	79.9	31.0	30.6	3.0	5.0	5.7	26.6	44.9	0	394.9	0.48
GI104	16.5	7.4	849	112.2	26.4	19.3	2.1	0.4	5.6	28.9	79.6	9.5	381.0	0.41
CM131	16.5	7.1	1110	165.7	14.9	40.4	1.0	0.5	6.8	62.5	76.7	40.5	431.6	0.32
PS41A	20.7	7.3	923	124.8	12.4	45.6	2.6	0.4	5.2	40.9	70.7	8.1	369.0	0.17
FR80	25.6	6.9	613	78	2.6	26	<2.5	-	-	33.1	6.2	-	219.0	0.32
FR83	17.4	7.4	806	111	11.3	33.3	<2.5	-	-	39.9	20.4	-	285.1	-0.13
LB33	17.6	7.1	1403	155.5	29.4	86	8.2	1.52	7.9	87.5	137.7	42.2	426.0	0.51
FN3	20.0	7.3	1444	203.1	39.4	44.9	1.9	0.7	7.3	94.3	117.9	64.2	401.3	0.46
FR60	16.7	7.6	816	122.5	11.9	23.4	0.6	0.3	9.4	33.0	49.1	45.0	277.8	0.14
FR84	19	7.4	840	118.6	14.0	33.3	1.6	0.3	7.2	44.4	77.3	29.0	278.3	0.29
GU2	20.1	7.1	1055	144.1	16.7	54.2	2.0	0.9	5.3	78.4	146.1	11.0	347.6	0.39
GU15	20.7	7.1	804	93.1	20.0	44.8	3.3	0.7	7.2	51.5	52.7	0	349.6	0.59
SD1	18.8	7.5	1099	137	20.2	38.3	1.1	0.5	6.9	117	40.7	0	382.0	0.73
VE3	17.7	7.0	1265	147	27.5	59.7	2.9	1.5	6.5	89.8	173.4	0	352.2	0.92
SD14	18.8	7.4	925	125.6	16.4	42.4	4.2	0.4	6.1	59.8	82.1	18.3	329.9	0.16
FO11	17.2	7.2	1226	176.4	23.7	26	1.0	0.7	8.5	55.6	105.1	36.9	431.6	0.5
LB45	15.4	7.2	690	97.2	10.3	28.7	3.7	-	-	36.9	16.8	-	200.9	-0.28
CO55	16.7	7.4	1150	164	41.3	47.5	<2.5	-	-	60.0	41.7	-	437.8	0.07

Tabla 1. Datos hidroquímicos de la campaña de muestreo del marzo del 2000. La ubicación de los puntos se muestra en la Figura 1. (IS Cal: Índice de saturación de la calcita)

Table 1: Hydrochemical data obtained in 2000 sampling campaign. The location of sampling points is shown in Figure 1 (IS Cal: saturation index of calcite)

En la cuenca del Baix Empordà, el hidroquimismo viene gobernado por las reacciones carbonatadas que se producen a través de los materiales paleógenos y las formaciones aluviales. No se constatan diferencias importantes en las zonas de influencia local de fracturas. La rápida cinética de disolución de los carbonatos enmascara posibles características hidroquímicas adquiridas previamente en el sector metamórfico del macizo de las Gavarres.

En la depresión de la Selva se identifican relaciones específicas que permiten corroborar la dinámica hidrogeológica manifestada en las cartografías piezométricas. En este sentido, los elementos considerados más característicos en la depresión de la Selva son el Si, el Ca y el Cl. Las muestras en los granitos (Gavarres y zócalo de la Selva) y de las zonas alteradas y arcósicas (depresión de la Selva) pueden diferenciarse de las de las rocas metamórficas por el menor contenido en sílice de las últimas. En los granitos, el quimismo básico se atribuye al proceso de disolución incongruente de los minerales silicatados primarios y la consecuente formación de minerales silicatados secundarios (Paces, 1973). La principal reacción es la hidrólisis de las plagioclasas, predominantemente las sódicas, las cuales liberan Na, Ca y SiO<sub>2</sub> resultando una relación molar Na/Ca elevada (de entre 0.8 y 1.8). Adicionalmente, la relación molar H<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>/Na y los balances molares con otras especies sugieren que el producto de la meteorización de las albitas es la montmorillonita (Garrels y Mckenzie, 1967). Localmente, las dos muestras ubicadas en zonas de fracturas importantes (CS80 y CS118) presentan elevados contenidos en cloruro, cerca de 245 mg/l. En general se observa que el aumento de este

ión es paralelo al de otros que también reflejan procesos de interacción agua-roca (Li, Sr, Mg, K, Ca, Na, Br...). Estos contenidos se relacionan con la hidrólisis de la biotita (Edmunds, 1984), la cual aportaría también el Mg necesario para la transformación de la albita a montmorillonita. En general, estos procesos son propios de aguas con bajas velocidades de flujo y, por consiguiente, largos tiempos de residencia. Las diferentes composiciones químicas observadas en un reducido espacio se relacionan con una baja conectividad entre fracturas y diferentes tiempos de residencia y de interacción con las rocas encajantes. La similitud con la hidroquímica de los materiales arcósicos de la depresión de la Selva indica una conectividad efectiva entre el macizo y éstas formaciones neógenas.

### **Análisis multivariable de los datos hidroquímicos**

Los 3559 datos hidroquímicos se han estudiado mediante un método estadístico multivariable, incluyendo los elementos mayoritarios, minoritarios y traza (Vilanova, 2004). La finalidad es identificar las relaciones de dependencia entre los elementos de manera que puedan identificarse las reacciones hidroquímicas con el medio propias de cada sistema de flujo. El análisis de componentes principales (PCA; STATISTICA 6.0, Statsoft, 2001) pretende explicar la variación total del conjunto con el objetivo de reducir el número de variables. Con este objetivo, se identifican componentes o factores que sucesivamente explican la mayor parte de la varianza total. Las nuevas variables, los componentes principales, son una

FACTOR	VP	% VA	PROCESO	MUESTRAS	UBICACIÓN PUNTOS
1	3.65	26.06	Disolución de silicatos	CS117A, CS117C, CS105, CS58, CS10, LB86, GI85, CM133, ST80	Paleozoico metamórfico y granito del macizo y arcosas depresión
2	2.78	45.89	Disolución de carbonatos	FR60, FR84, PS41, CM131 GI104, ST54, FO11, SD14, SD1, FN3, GU2, GU15, VE3	Eoceno y aluvial del Baix Empordà
3	2.36	62.76	Elevada interacción con rocas silicatadas y mezclas	CS80, CS118	Pozos en fracturas en La Selva
4	1.80	75.65	Reacciones locales con el medio	SF34, PL21, GI87, FR81, CM133, ST54, SD1, GU15	Granitos metamorfizados, metamórfico fracturado y aluviales
5	0.92	82.20	Flujos superficiales	LB33, VE3, CS117A, CS117C	Pozos someros o con mezclas con lluvias
6	0.76	87.64	Influencias locales (Ter)	SD14, SD1, GU15, GU2,VE3	Pozos cercanos e influenciados por el río

Tabla 2. Valor propio (VP) y porcentaje de varianza acumulada (% VA) en cada factor del análisis PCA que representa un proceso. La ubicación de las muestras se indica en la Figura 1

Table 2. Eigenvalues (VP) and percentage of accumulated variance (%VA) in each factor of PCA analysis that is indicative of a process. Sample location is shown in Figure 1

combinación lineal de las variables originales y determinan su parte más esencial. Se han realizado diversas suposiciones para asegurar la objetividad del método y tratar los datos según sentido hidrogeológico. Por ejemplo, se han excluido las muestras donde se intuían influencias antrópicas y no se han incluido los isótopos puesto que su contenido no depende enteramente de las reacciones con el medio. Se ha observado la importancia de los elementos minoritarios para diferenciar el sistema carbonatado del silicatado, dado que los elementos mayoritarios de cinética de reacción más rápida coinciden en ambos sistemas. Cabe tener en cuenta que esta técnica estadística que no crea nueva información, sino que la organiza, resume y cuantifica (Drever, 1997).

Los 6 factores escogidos comprenden el 87,6% de la varianza total, los cuales definen seis grupos, expresados en la Tabla 2, relacionados con procesos de interacción con la litología del acuífero (Vilanova, 2004).

### Datos isotópicos

Los estudios de hidrología isotópica han sido ampliamente utilizados para cuantificar y evaluar la recarga del agua subterránea y su dinámica (Clark y Fritz, 1997; Kendall *et al.*, 1995; Mook, 2005). En este trabajo se estudian los isótopos estables del agua, oxígeno-18 y deuterio, con la finalidad de trazar el origen de la recarga y la evolución y los procesos que se producen en el interior del acuífero. Por otro lado, se analiza el contenido en tritio para estimar los tiempos de residencia del agua de los distintos niveles hidrogeológicos. Finalmente, también se consideran los isótopos de estroncio resultantes de la interacción con la roca y que permiten estudiar el origen y las características de los solutos incorporados durante la trayectoria del flujo.

Asimismo, se han determinado características

hidroquímicas e isotópicas de la precipitación en las muestras recogidas mensualmente, desde el 1997 hasta 2001, en la Fundación Mas Badia (La Tallada d'Empordà), ubicada en el Baix Empordà a una altitud de 20 m s.n.m. Los registros de precipitación utilizados proceden de la estación de la Bisbal d'Empordà, que forma parte de la red del Servicio de Meteorología de Cataluña, con más datos disponibles. Los resultados isotópicos se expresan en  $\delta l$ , siendo  $\delta l = (R/R_s - 1)1000$ , donde  $l$  representa los isótopos  $^{18}O$  o  $D$ ;  $R$  la relación isotópica de la muestra y  $R_s$  la relación con el estándar internacional V-SMOW.

### Caracterización isotópica estable de la precipitación local

La recta meteórica local (LMWL) estimada en la zona de estudio a partir de las muestras de precipitación recogidas en Mas Badia (Tabla 3) difiere de la recta meteórica global (GMWL; Craig, 1961), especialmente en la ordenada en el origen, debido a los diferentes orígenes del vapor de agua y las subsiguientes modificaciones producidas por efectos secundarios locales. Los excesos en deuterio en la costa mediterránea (>10) son más elevados que los de la costa atlántica (Plata, 1994) puesto que hay un déficit de humedad más alto. Los frentes mediterráneos son más intensos y se producen mayoritariamente en invierno. Como consecuencia los resultados isotópicos de la precipitación recogida muestran una significativa estacionalidad y se ha podido identificar una línea meteórica para cada estación del año.

En general, la composición isotópica del agua subterránea es próxima a la línea meteórica local del invierno, indicando que la mayor parte de la recarga eficaz se produce durante este período, cuando se registra el 20% de la precipitación total anual, cantidad que es coherente con estudios locales de recarga (Vilanova, 2004). No obstante, cabe indicar que algu-

Datos de Mas Badia	Recta meteórica local estimada	r <sup>2</sup>	Acrónimo
Precipitación anual	$\delta^2H = 7.98(\pm 2.71) + 7.85(\pm 0.47)\delta^{18}O$	0.924	LMWL
Precipitación de otoño	$\delta^2H = 7.37(\pm 5.44) + 8.40(\pm 0.96)\delta^{18}O$	0.905	A-LMWL
Precipitación de invierno	$\delta^2H = 13.42(\pm 2.47) + 8.26(\pm 0.39)\delta^{18}O$	0.985	W-LMWL
Precipitación de primavera	$\delta^2H = -3.42(\pm 1.11) + 6.54(\pm 0.20)\delta^{18}O$	0.995	S-LMWL
Precipitación de verano	$\delta^2H = -10.82(\pm 2.95) + 3.19(\pm 0.98)\delta^{18}O$	0.601	M-LMWL

Tabla 3. Rectas meteóricas locales para las diferentes estaciones del año (Vilanova, 2004)

Table 3. Local meteoric water lines for each season period (Vilanova, 2004)

nas de las muestras de agua subterránea (sector Selva) no coinciden con la recta correspondiente a la precipitación de invierno, sugiriendo un área de recarga distinta o una dinámica hidrogeológica diferenciada.

En la Figura 2 se muestran los resultados isotópicos de todas las diferentes campañas de muestreo. Gráficamente, la mayor parte de las aguas subterráneas se localizan a la izquierda de la línea meteórica local (LMWL) y de la global (GMWL) y presentan una mayor coincidencia con la línea meteórica local de invierno (W-LMWL). No obstante, debe considerarse una diferenciación geográfica, dado que los puntos correspondientes a las formaciones graníticas, metamórficas y sedimentarias neógenas de la Selva son más cercanos a la LMWL que a la W-LMWL (Figura 3).

### Isótopos estables en el agua subterránea de la depresión del Baix Empordà (norte)

La distribución de las composiciones isotópicas de las aguas subterráneas del Baix Ter en las diferentes campañas de muestreo presentadas en la Figura 3, permite constatar:

1) Los contenidos más ligeros del sistema lo presentan las aguas superficiales del río Ter a su entrada a la depresión (CL4). Son valores inferiores a la precipitación local que se interpretan como una medida integrada de las aportaciones de las distintas altitudes de la cuenca hidrográfica del río.

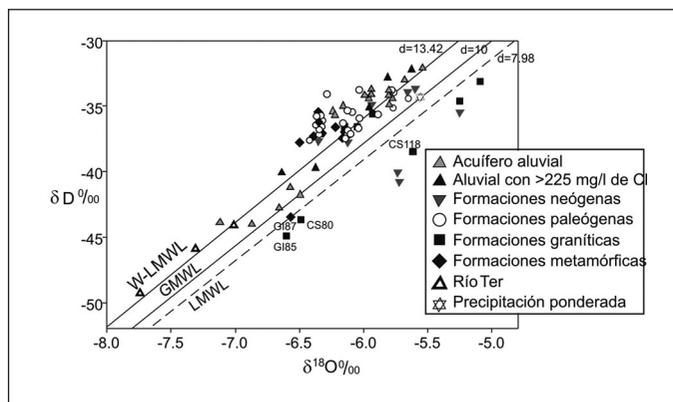


Figura 2. Rectas meteóricas locales y distribución de los isótopos estables. Los puntos de muestreo de las aguas subterráneas se indican en la Figura 1. (GMWL: línea meteórica global; LMWL: línea meteórica local; W-LMWL: línea meteórica local de invierno, Tabla 3)

Figure 2: Local meteoric water lines and isotopic content. Sampling points location is shown in Figure 1. (GMWL: Global meteoric water line; LMWL: Local meteoric water line; W-LMWL: Winter local meteoric water line, Table 3)

- 2) Las muestras en formaciones metamórficas presentan composiciones isotópicas notablemente más ligeras que la mediana ponderada de la composición isotópica de la precipitación. Se atribuyen a la altitud de la zona de recarga sugerida por la piezometría local: el macizo de las Gavarres, con altitudes inferiores a 550 m.
- 3) La mayor parte de las muestras de los acuíferos en materiales paleógenos y neógenos de l'Empordà presentan valores muy similares entre ellas y a los de las muestras en materiales metamórficos del macizo, todas ellas más ligeras que la precipitación local. Esto sugiere un área de recarga común, concretamente el macizo de las Gavarres. Algunos de los puntos, no obstante, muestran valores ligeramente superiores a la mayoría que se atribuyen a mezcla con agua de recarga directa sobre la zona (FN3, FR60 y LB33), o ligeramente inferiores relacionándose con la presencia de fracturas que controlan la dinámica local (ST54 y ST80) localmente mediante flujos verticales ascendentes, tal y como indican los datos piezométricos.
- 4) Las muestras de los acuíferos aluviales del Baix Ter se distribuyen, en general, según dos grupos. El primero, que incluye la mayor parte de las muestras, se caracteriza por presentar los contenidos isotópicos más pesados del sistema, mientras que el segundo grupo muestra dotaciones intermedias entre las del río y las de los materiales paleógenos. En detalle, se observa que los niveles aluviales superior y medio ofrecen valores enriquecidos respecto los de la zona metamórfica de las Gavarres, sugiriendo una cierta participación de la precipitación local. No obstante, en las captaciones de este aluvial afectadas por conos de depresión, los contenidos isotópicos son próximos a los del río Ter (GU2), indicando una recarga inducida antrópicamente desde el río. También se ha detectado un punto (VE3) en el cual, además de la presencia del río Ter, se postula la influencia de las filtraciones procedentes de los canales o del mismo retorno del agua de riego.

En el acuífero aluvial inferior del Baix Empordà (SD1, GU15) los datos isotópicos son similares a los identificados en las formaciones paleógenas, sugiriendo flujos verticales ascendentes de recarga a través de fracturas, ya sugeridos por la distribución del nivel hidráulico en ambas formaciones (Mas-Pla y Vilanova, 2000). Asimismo, estos niveles aluviales inferiores se han observado diferentes niveles de salinidad indicando la presencia de intrusión salina, la causa de la cual se atribuye mayoritariamente a los pozos de abastecimiento (GU4), los cuales inducen a su vez la infiltración del río Ter. Los puntos con con-



acuíferos aluviales del Baix Ter, especialmente en los niveles superiores (entre 5 y 11 UT, excepto para GU4 y SD1), siendo más elevados que la mediana de tritio en la precipitación del último decenio (~6.5 UT) y, por consiguiente, algunos de ellos representan una mezcla entre la recarga de los acuíferos paleógenos colindantes y la precipitación local. Los materiales metamórficos y graníticos de las Gavarres y los sedimentos neógenos arcósicos de la Selva, donde el sistema de flujo está gobernado por fracturas, los contenidos isotópicos heterogéneos se relacionan con la presencia de las mismas. También la composición hidroquímica es diferente según la fractura, sugiriendo que no hay conexión entre ellas y que presentan distintas características hidrodinámicas.

Los menores contenidos en tritio (inferiores a 5 UT) se localizan en los pozos más profundos en el granito y en los materiales metamórficos. En estos puntos (GI87, GI85, CS80 y CS118, en Figura 2) los isótopos estables presentan contenidos isotópicos más ligeros los cuales se han relacionado con un área de recarga más elevada y con un sistema de flujo de alcance regional mediante isótopos estables. Los bajos contenidos en tritio denotan elevados tiempos de residencia para este sistema de flujo regional.

Para establecer el tiempo de residencia en estas formaciones se ha utilizado la función multianual de

entrada de tritio resultante de la contribución ponderada del  $^3\text{H}$  cada año, y considerando los procesos de desintegración isotópica (Clark y Fritz, 1997). Como aproximación, se considera que el contenido actual en tritio será función del tiempo de residencia en la zona de recarga y del tiempo transcurrido desde que el agua se aisló de la atmósfera. Se ha supuesto una mezcla de la precipitación de 3 y 5 años en la zona de recarga, en la cual se considera una contribución ponderada del tritio de cada año más una corrección para la desintegración de cada año de precipitación durante la residencia en la zona de recarga. Finalmente se aplica la función de desintegración a estas mezclas hasta calcular la concentración de tritio correspondiente a cada mezcla para el año 2000 (Figura 4). Como referencia, se han utilizado datos de precipitación de las estaciones de Mas Badia (1996-2000; Vilanova, 2004), Terrassa (1968-2000; UAB, 2003) y de Barcelona (1971-1992, 1997-1998; IAEA, 2001).

Los resultados indican que: 1) los pozos profundos en granito y en rocas metamórficas poseen un tiempo de tránsito superior a 50 años, con recarga anterior a las pruebas termonucleares. No obstante, dos puntos en rocas cristalinas, CS10 y GI85, y en los materiales neógenos de la depresión de la Selva se deduce la mezcla de recargas entre este polo de

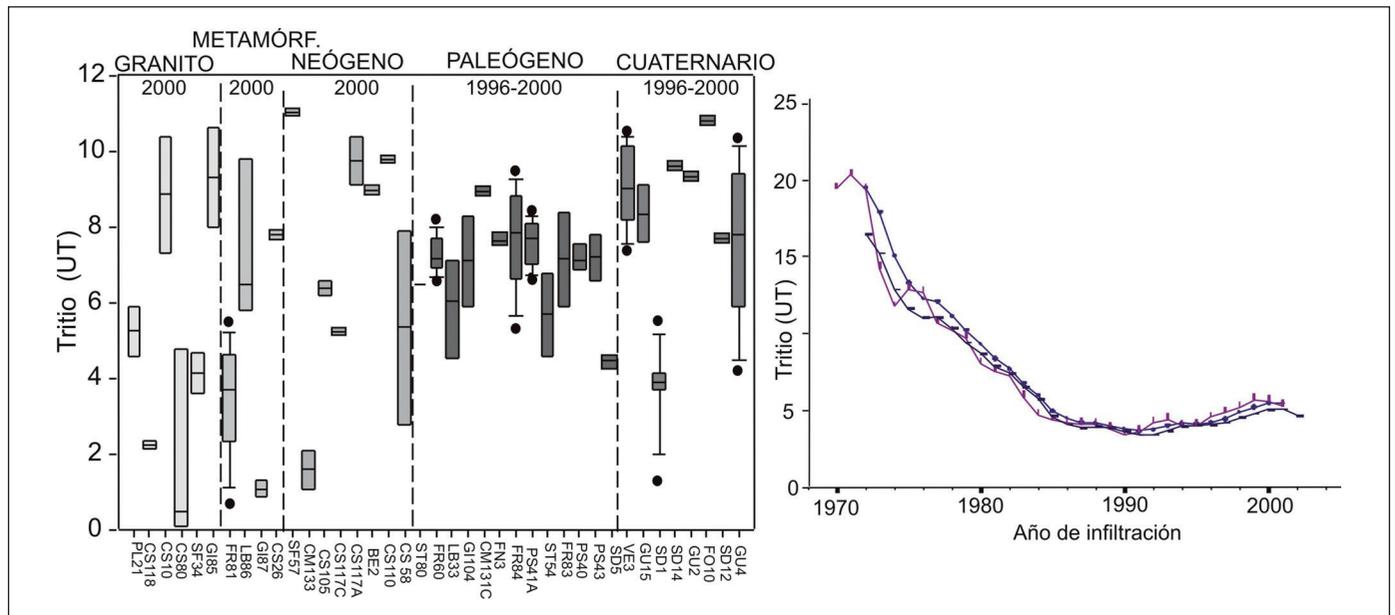


Figura 4. Izquierda: Contenido en tritio según diagramas en caja que muestran el contenido medio para los años y acuíferos indicados en la parte superior. Derecha: Funciones del contenido en tritio para una masa de agua infiltrada en los años que se indican en el eje de abscisas

Figure 4. Left: Box plot of tritium content measured during the years indicated in upper corner of the graph. Right: Functions of tritium content corresponding to water recharged in the years indicated in x-axis

alcance regional con bajo contenido en tritio y otro de procedencia local con un tiempo de tránsito menor. 2) En las formaciones paleógenas de la depresión del Baix Empordà, el contenido medio se halla entre 5 y 9 UT, reflejando un tiempo de residencia de unos 20 años, atribuible al sistema de flujo local con origen en el macizo de las Gavarres. Si se considera una posible influencia puntual de agua más reciente, los tiempos de residencia de este sistema local podrían ser incluso más elevados. 3) Finalmente, en los materiales aluviales del río Ter se constatan contenidos en tritio superiores a la precipitación actual, sugiriendo una notable recarga desde las formaciones paleógenas subyacentes, coherentemente con lo que indican las cartografías piezométricas. Los tiempos de tránsito en estos aluviales, con valores de tritio entre 9 y 11 UT, son superiores a los de las mismas formaciones paleógenas subyacentes, puesto que las trayectorias desde la zona de recarga son más largas para el caso de los materiales aluviales suprayacentes, según un flujo vertical ascendente.

### **Análisis de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$**

La composición isotópica del estroncio del agua se adquiere durante su interacción con la roca y, por consiguiente, es indicativa de las trayectorias de flujo y es independiente de los procesos en el área de recarga. La relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del agua da información sobre el origen de estroncio de las rocas y de la existencia de procesos de mezcla de aguas. Las diferencias entre esta relación isotópica en aguas de diferentes cuencas se atribuyen a las mineralogías del acuífero o a las diferencias entre las cantidades relativas de estroncio procedentes de la meteorización de cada uno de los diferentes minerales de una misma asociación mineral (Bullen *et al.*, 1996; Plummer y Friedman, 1999). Como norma general, los carbonatos y las plagioclasas contienen poco  $^{87}\text{Sr}$ , mientras que los feldespatos potásicos y las micas contienen elevadas cantidades de este isótopo y las hornblendas presentan valores intermedios. El uso de isótopos de estroncio se basa en tres suposiciones: que el  $\text{Sr}^{2+}$  se libera congruentemente durante la meteorización, que hay aportaciones de Sr por parte de todos los minerales y que los minerales traza no silicatados de los granitoides no aportan cantidades significativas de  $\text{Sr}^{2+}$  durante su alteración. En los océanos actuales la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es de 0.70916 (Faure, 1991) mientras que las rocas continentales ricas en  $^{87}\text{Sr}$  muestran relaciones de entre 0.710 y 0.740.

La relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el agua subterrá-

nea de la zona de estudio (Figura 5) se ha comparado con las relaciones en minerales y rocas con características físicas y químicas similares del mismo sistema montañoso catalán: tonalitas, biotitas, feldespatos potásicos y plagioclasas del batólito del Montnegre (del Moro y Enrique, 1996), granodiorita biotítica de la Garriga-Samalús (Canals y Cardellach, 1996) y las baritas y fluoritas de la Cadena Costanera catalana (Canals y Cardellach, 1993). También se ha considerado la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de carbonatos (Veizer, 1989) que reflejan la composición isotópica del mar durante el período paleógeno.

El valor más elevado corresponde a la muestra ubicada en los materiales metamórficos (FR81) mientras que las emplazadas en granodioritas presentan relaciones isotópicas ligeramente inferiores (CS80 y GI85). En estos puntos se observan elevadas concentraciones de elementos como Na, Sr, Cl y Mg que se atribuyen a mayores interacciones con las rocas. Las relaciones isotópicas más bajas se localizan en las formaciones paleógenas y aluviales cuaternarias. En las muestras en materiales arcósicos y en las zonas alteradas de los granitoides de la depresión de la Selva los contenidos son intermedios (CS118, CS117 y CS105). La distribución espacial de la relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  muestra una gradación desde el macizo de las Gavarres hacia las cuencas adyacentes en el mismo sentido que indicaba la piezometría local. Los materiales metamórficos son los que aportan más  $^{87}\text{Sr}$  a las aguas, incluso mayor que la de las plagioclasas de Montnegre y es del orden de la relación isotópica en la calcita precipitada en las fracturas de Garriga-Samalús. La relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las captaciones de las granodioritas es superior al de las plagioclasas e inferior a la de las biotitas. Esto es coherente con la presencia de minerales habitualmente ricos en estroncio (15% de biotitas, y casi el 50% de plagioclasas; Roqué, 1993).

En la depresión de la Selva, las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  son de rango inferior a las de las granodioritas del macizo, hecho que se atribuye a los procesos de intercambio catiónico que pueden producirse en las plagioclasas meteorizadas.

Los pozos ubicados en las formaciones sedimentarias del Baix Ter son las que presentan la relación isotópica menor. No obstante, se observa en la Figura 5 que las aguas tienen un contenido en  $^{87}\text{Sr}$  mayor que el de las formaciones carbonatadas del terciario. Ello se atribuye a que la trayectoria de flujo de esta agua se ha producido, en parte, por materiales del macizo de las Gavarres. El contenido en  $^{87}\text{Sr}$  disminuye en aumentar la distancia al macizo como consecuencia de una mayor interacción con el medio carbonatado. Esta observación permite reconocer y

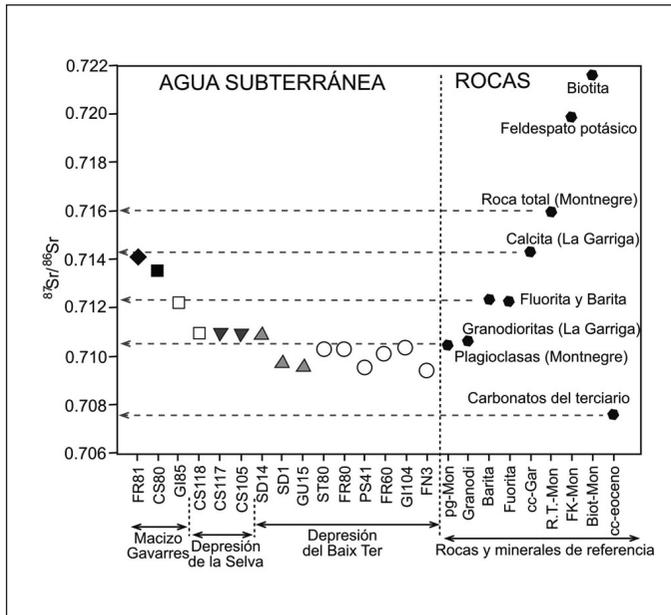


Figura 5. Relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las aguas de la zona de estudio (A) y en las rocas de referencia (B) (misma leyenda que en la Figura 2)  
 Figure 5.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio in groundwater (A) and in reference rocks (B). Same legend as in figure 2

corroborar la presencia de una componente del sistema de flujo procedente del macizo de las Gavarres en el Baix Ter.

### Conclusiones

El estudio hidrogeológico, hidroquímico e isotópico del sistema Gavarres-Selva-Baix Empordà ha permitido caracterizar los sistemas de flujo, evaluar su dinámica y establecer las mezclas entre ellos, contribuyendo con ello al conocimiento de la dinámica de sus recursos hídricos. Concretamente, se define la existencia de dos sistemas de flujo diferentes con características químicas e isotópicas bien diferenciadas. Se trata de un sistema de flujo de alcance local, con origen en el macizo de las Gavarres y otro sistema de alcance regional donde se debe considerar áreas de recarga más distantes como la Sierra Transversal y el Macizo de las Guilleries y que sólo se manifiesta en las partes más profundas de la depresión de la Selva. El análisis de los distintos isótopos corrobora esta dinámica, y ha permitido establecer los tiempos de residencia de los dos sistemas de flujo.

Las formaciones aluviales del Baix Empordà, sometidas a elevados caudales de extracción, reciben

una recarga de ámbito local desde el macizo de las Gavarres, a través de los materiales paleógenos subyacentes, estableciéndose un flujo vertical ascendente. Localmente, los conos de bombeo de captaciones de abastecimiento, tanto del acuífero superior como inferior, producen afecciones a la piezometría e inducen la captura de aguas del río Ter y el desarrollo de la intrusión marina.

En la depresión de la Selva se observa la presencia de un sistema de flujo de alcance regional que presenta una dotación isotópica más ligera, menor contenido en tritio y con facies hidroquímica diferenciada (clorurada-bicarbonatada-cálcica). Éste sistema con tiempos de residencia superiores a 50 años se mezcla localmente con un flujo local, procedente del macizo de las Gavarres, y con tiempos de residencia de 20 años.

### Agradecimientos

Este trabajo es el resultado de los estudios correspondientes a diversos proyectos CICYT; concretamente: AMB95-0867, HID98-0366 y REN2002-04288-c02-01.

### Referencias

Agencia Catalana de l'Aigua (ACA) y Universitat de Barcelona (UB). 2002. *Model de gestió del sistema hidrogeològic de naturalesa granítica del Montseny-Guilleries*. Pendiente de publicación.

Albert-Beltran, JF. 1973. *Estudio hidrogeològic de los manantiales termales de Catalunya*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona (inédito).

Bullen, TD., Krabbenhoft, DP and Kendall, C. 1996. Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in a sandy silicate aquifer, northern Wisconsin, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60 (10):1807-1821.

Canals, A. and Cardellach, E. 1993. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain): a fluid mixing model and age constraints. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 104:269-280.

Canals, A. y Cardellach, E. 1996. Caracterización de los fluidos en sucesivas fases de fracturación en las Cadenas Costero Catalanas y su registro en los filones de Ba-F de baja temperatura. *Geogaceta*, 20(3): 696-699.

Clark, I. and Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York, Lewis Pub. 310 pp.

Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1833-1834.

Donville, B. 1976. Géologie néogène de la Catalogna orientale. *Bolletín du BRGM* (deuxième série). Section IV, 177-210.

Drever, JI. 1997. *The geochemistry of natural waters*.

- Surface and groundwater environments. Saddle River, NJ, Prentice Hall. 436 pp
- Faure, G. 1991. *Principles and applications of inorganic geochemistry*. Macmillan Publishing Company, USA, 626 pp.
- Garrels, RM. and Mackenzie, F.T. 1967. Origin of the chemical composiois of some springs and lakes, in Stumm, W.Ed., *Equilibrium concepts in natural water systems*. Adv. In Chem. Series 67, Am. Chem.Soc., 222-242.
- Greenberg, AE., Clesceri, LS. and Eaton, AD. 1992. *Standard Methods for the examination of water and wastewater*. 18. ed. Washington.
- Edmunds, WM., Andrews, JN., Burgess, WG., Kay, RLF. and Lee, DJ. (1984) The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carnmenellis granite. *Mineralogical Magazine*, 48, 407-424.
- Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) 1994 *Mapa geològic de Torroella de Montgrí*. Full 296-2-2.
- Kendall, C., Sklash, M. and Bullen, Th.D. 1995. Isotope tracers of waters and solute sources in catchments. Chapter 10. In: S.T. Trudgill (ed.) *Solute Modelling in Catchments Systems*, Wiley, New-York
- Martínez-Gil, FJ. 1972. Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona). *Mem. IGME* 84, 2 vols. 293 pp. Madrid.
- Mas-Pla, J., Trilla, J. y Pallí, Ll. 1986. Aportació al coneixement de la dinàmica fluvial de la conca del riu Onyar (Girona). *Scientia Gerundensis*, 12: 173-181.
- Mas-Pla, J., Bach, J. y Montaner, J. 1998. Distribución de la concentración en nitratos en el sistema hidrogeológico Baix Ter-Pregavarres (Girona) In: *Asociación Internacional de Hidrogeólogos – GE. Jornadas sobre 'La contaminación de las aguas subterráneas: Un problema pendiente'*
- Mas-Pla, J. y Vilanova, E. 2000. Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona), *Geotemas* 1 (2), 145-150.
- Menció, A. 2006. *Anàlisi Multidisciplinària de l'estat de l'aigua a la depressió de la Selva*. Tesis Doctoral. UAB. 263 pp (inédita)
- Mook, W.G. 2005. *Introduction to Isotope Hydrology. Stable and Radioactive Isotopes of Hydrogen, Carbon and Oxygen*. Taylor & Francis Ltd 288 pages
- Montaner, J., Solà, J. y Teixidor, N. 1995. La captación de las aguas subterráneas en el Baix Ter: efectos sobre el medio acuífero y la calidad agronómica de las aguas de riego. *Tecnología del agua*, 135: 46-50.
- Montaner, J., Solà, J., Mas-Pla, J., Teixidor, N. i Boixadera, J. 1996. Diagnóstico hidrogeológico sintético de los acuíferos aluviales del Baix Ter i Baix Fluvià. En *Ass. Inter. Hidrogeol.-GE: Las aguas subterráneas en las cuencas del Ebro, Júcar e internas de Catalunya y su papel en la planificación hidrológica*. pp 429-435, Lleida.
- Moro, A. del, y Enrique, P. 1996. Edad Rb-Sr mediante isocrona de minerales de las tonalitas biotítico-hornbléndicas del Macizo del Montnegre (Cordilleras Costeras Catalanas). *Geogaceta*, 20 (2), 491-494.
- Offerdinger, U.S., Balderer, W., Loew, S. and Renard, P. 2004. Environmental Isotopes as Indicators for Ground Water Recharge to Fractured Granite. *Ground Water*, 42 (6-7), 797-1102.
- Paces, T. 1973. Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rock. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 2641-2663.
- Paris, C. y Albert-Beltran, J.F. 1976. Sobre la génesis de las aguas carbónicas de la Provincia de Gerona. *Acta Geológica Hispánica* t.XI, (5), 124-128.
- Picart, J., Solà, J., Montaner, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X. y Agustí, J. 1996. La sedimentación neógena en márgenes de la cuenca del Empordà. *Geogaceta*, 20(1), 84-87.
- Plata, A. 1994. Composición isotópica de las aguas subterráneas de la Península Ibérica. *Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas*. Madrid, Pub. M-39: 1-139.
- Plummer, LN. and Friedman, LC. 1999. Tracing and dating young ground water. *USGS, Fact Sheet* 134-99, 4 pp.
- Pous, J., Solé-Sugranés, Ll. y Badiella, P. 1990. Estudio geoelectrico de la depresión de la Selva (Girona). *Acta Geológica Hispánica*, 25 (4), 261-269.
- Roqué, C. 1993. *Litomorfologia dels massissos de Les Gavarres i de Begur*. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona. 516 pp. (inédito).
- Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X y Agustí, J. 1994. Evolución geodinámica de la fosa del Empordà y las Sierras Transversales. *Acta geológica Hispánica*, V. 29, (2-4), 55-75.
- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*. 68(16), 4795-4812.
- Tóth, J. 1995. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3-4:4-16.
- Veizer, J. 1989. Strontium isotopes in sea water through time, *Ann. Review Earth and Planet. Sciences*, 17, 141-167.
- Vehí, M. 2001. *Geologia ambiental de la Selva*. Tesis doctoral. UAB. Inédito. 274 pp.
- Vilanova, E. y Mas-Pla, J. 2001. Hydrochemical patterns of Gavarres hydrological system and its surrounding aquifers (NE Spain). In: A.A. Balkema Publishers *Water-Rock Interaction*, p. 601-604.
- Vilanova, E. 2004. *Anàlisi dels sistemes de flux a l'àrea Gavarres-Selva-Baix Empordà. Proposta de model hidrodinàmic regional*. UAB Barcelona. Tesis Doctoral. Inédito. 336 pp.

Recibido: diciembre 2007

Aceptado: abril 2008