EL DRENAJE SUBTERRANEO DE LA CORDILLERA IBERICA EN LA DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO

P. Coloma López, J.A. Sánchez Navarro, F.J. Martínez Gil, y A. Pérez

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

Resumen: La descarga subterránea de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro tiene lugar a través del acuífero kárstico carbonatado mesozoico. Dicha descarga se verifica por varios manantiales de caudal elevado y constante, composición química determinada -predominantemente sulfatado cálcica- asociada a elevados contenidos en sales, temperatura de emergencia constante y alta, bajo contenido en tritio, indicadores de la presencia de un flujo subterráneo regional; además hay que señalar la existencia de lagunas saladas y áreas de rezume como otras manifestaciones hidrogeológicas de este drenaje. La concentración del flujo en estos puntos obedece a la conjunción de una serie de factores topográficos, estratigrafícos y estructurales (los manantiales se hallan en relación con una geometría favorable resultante de discontinidades o pliegues). Por otro lado, en el interior de la Cordillera Ibérica, a cotas elevadas y también relacionadas con el acuífero carbonatado mesozoico se describen un serie de surgencias de caudal importante, que constituyen otra forma de drenaje de la Ibérica, denominadas de *Drenaje Interno* con características diferentes de las anteriores. El flujo subterráneo viene condicionado tanto por límites geológicos como por límites hidráulicos. Destaca la existencia de anomalías geotérmicas positivas en el contacto Ibérica/Ebro relacionadas con la circulación del agua subterránea.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro, drenaje subterráneo, acuífero carbonatado mesozoico, karst, Jurásico, hidroquímica.

Abstract: The groundwater discharge of the Iberian Chain in the Tertiary Ebro Basin takes place through the carbonate Mesozoic karstic aquifer. The discharge takes place by several highs and constant flow springs, chemical composition given, -predominantly calcic sulphate- associated with high contents in ions, constant and high emergency temperature, low content in tritium,..., indicator of the presence of a regional groundwater flow; furthermore one must to indicate the pools existence, salty and areas of emits as other manifestations of this drainage. The emergence takes place directly in the jurassic materials or through the Tertiary that fossilises to it. The concentration of the flow in these points obeys to the conjunction of a series of topographic, structural and stratigraphic factors. In the interior of the Iberian Chain, to high levels and also relate with the carbonate Mesozoic karstic aquifer are described a series of springs of important flow, that constitute other form of drainage of the Iberian Chain, designated of *internal drainage* with different characteristics from the previous. The groundwater flow comes conditioned by geological limits, as well as by hydraulic limits (rivers, lakes, waterheds...) that they are the result of the interaction among the topographic and the piezometric surfaces. The volume of water implied through the carbonate aquifer are evaluated currently in not less than 200 hm^3/ year, that unload through several important springs, and by means of rivers and diffuse discharges of difficult evaluation. The physical-chemical composition of the waters is variable but exists a predominance of the waters of type calcic sulphate and a concentration mean of 1.5 to 2 g/l. The springs of *internal drainage* are waters among calcic bicarbonate and calcic bicarbonate-sulphate, smaller concentration and they do not present thermal condition. Underlines the existence of positive geothermal anomalies in the Iberian Chain/Ebro Basin contact relate with groundwater flow; the geothermal gradient arrive to reach for several zones 100 mK/m.

Key words: Iberian Chain. Ebro Basin, groundwater flow, carbonate Mesozoic karstic aquifer, karst, Jurassic, physical-chemical composition.

Coloma López, P., Sánchez Navarro, J.A., Martínez Gil, F.J. y Pérez, A. (1997): El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 205-218

La posición topográficamente elevada que ocupa la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica -es una zona de pluviometria importante- unido a la existencia de litologías carbonatadas susceptibles de karstificación en el conjunto de los materiales que la conforman implican el desarrollo de importantes acuíferos kársticos.

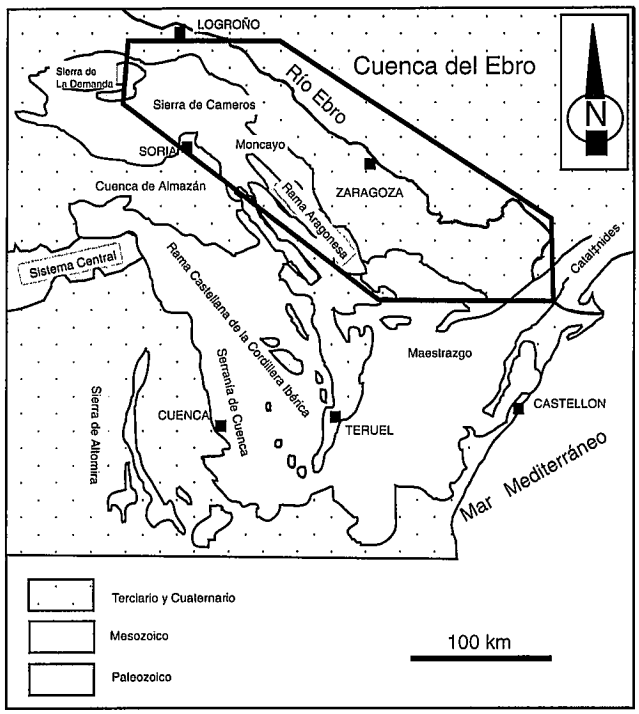


Figura 1.- Situación geológica del área estudiada

Las descargas de estos acuíferos tienen lugar preferentemente en la zona de contacto entre la cordillera y la Depresión Terciaria del Ebro. Estas descargas subterráneas constituyen el fenómeno denominado Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro (Martínez Gil *et al.*, 1989); es un fenómeno hidrogeológico complejo; su conocimiento tiene implicaciones tanto de índole práctica (regulación de recursos subterráneos, ubicación de captaciones para abastecimiento a poblaciones o regadío, etc.) como científica, ya que es la clave de la interpretación de fenómenos geológicos como las anomalías geotérmicas ubicadas en ese contacto o la génesis de los depósitos evaporíticos de la Cuenca Terciaria del Ebro.

La explicación de estos fenómenos necesita tanto de un buen conocimiento de la geometría del medio como de la hidrogeología del acuífero. Las investigaciones realizadas por el equipo de la Cátedra de Hidrogeología de la Universidad de Zaragoza han conducido a un relevante conocimiento de este fenómeno. Los resultados de estas investigaciones quedan recogidos parcialmente en Coloma (1997), Coloma *et al.* (1995a, b), Coloma *et al.* (1996a, b, c, d), De Miguel (1986), De Miguel *et al.* (1989), Martínez Gil *et al.* (1989), San Román (1994), San Román *et al.* (1996a, b) y Sánchez Navarro *et al.* (1987, 90, 92, 94).

En este trabajo se implementan el conjunto de investigaciones para presentar una visión general del fenómeno así como se revisan y actualizan los datos, incluyendo nuevas aportaciones para dar una visión conjunta del fenómeno que constituye el Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro.

Manifestaciones hidrogeológicas en la Cordillera Ibérica

De Miguel *et al.* (1989) y Sánchez Navarro *et al.* (1990) describen un conjunto de manifestaciones hidrogeológicas, como son la existencia de manantiales de caudal elevado y constante, composición química predominantemente sulfatada cálcica asociada a elevados contenidos en sales, temperatura de emergencia constante y anormalmente alta, bajo contenido en tritio, etc..., que indican la presencia de un flujo subterráneo de tipo regional.

Estas manifestaciones hidrogeológicas se ubican a lo largo del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro; la concentración del flujo en estos puntos obedece a la conjunción de una serie de factores:

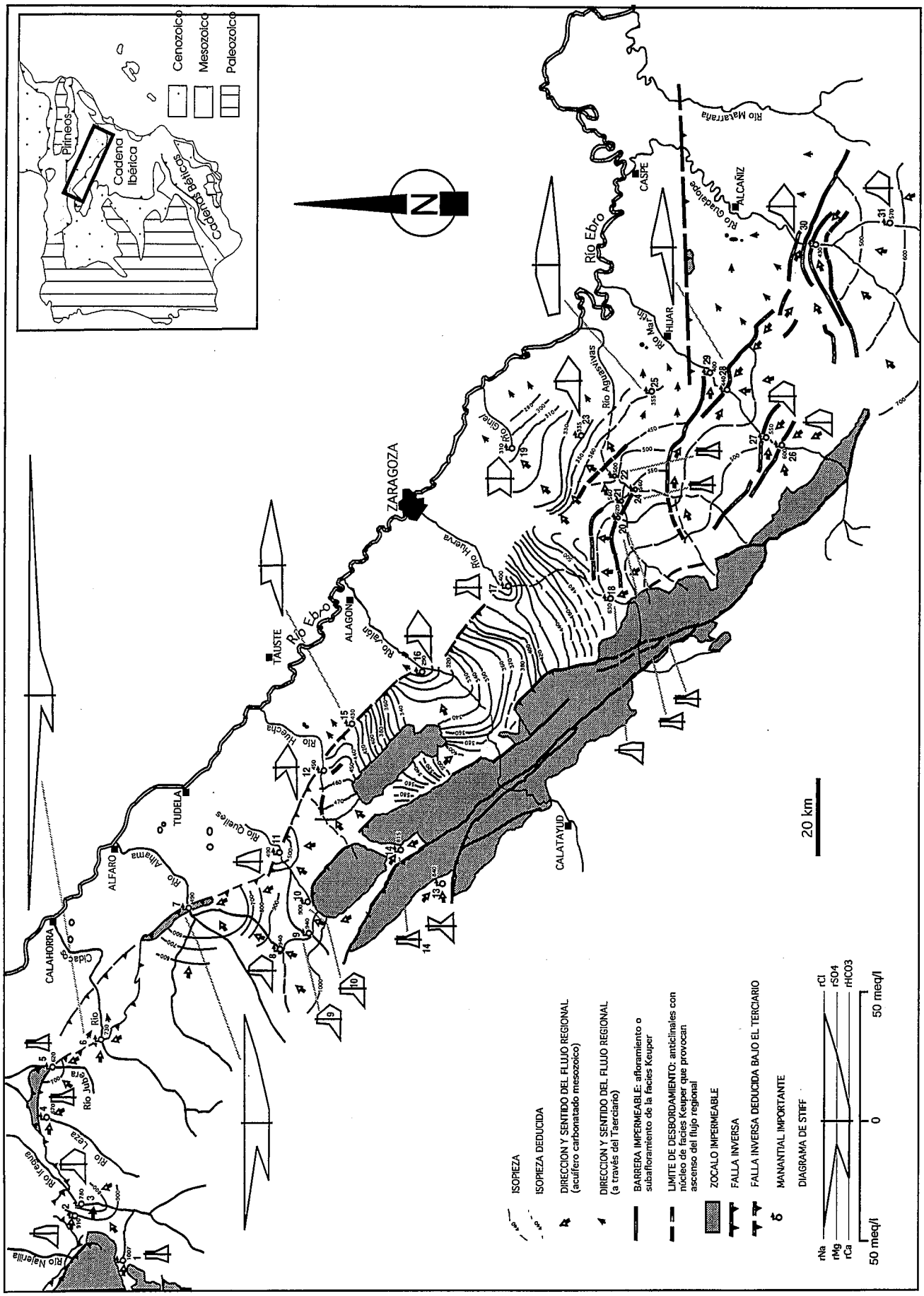
Disposición topográfica: los manantiales y zonas de descarga se sitúan el el fondo de los valles fluviales más profundos.

Estratigrafía: las surgencias se asocian con formaciones permeables del Jurásico (especialmente facies de brechas y carniolas del Lías).

Estructura: los manantiales se hallan en relación con una geometría favorable resultante de discontinidades (normalmente cabalgamientos) o pliegues.

Los manantiales más importantes de este drenaje son, de este a oeste: los Fontanales en el río Guadalope (1000 l/s de caudal); los manantiales de la Virgen de Arcos y Los Estrechos (850 l/s de caudal conjunto), los tres manantiales surgen directamente en los materiales jurásicos; a través del Terciario surge el manantial de Cueva Foradada (50 l/s de caudal) y de Alcaine (250 l/s de caudal) en el río Martín. Los manantiales de La Cultía (50 l/s de caudal), Codos (80 l/s de caudal) y Virgen de Mediana (200 l/s), este último se ubica en materiales terciarios constituyendo el nacimiento del río Ginel; en este sector el acuífero carbonatado mesozoico tienen descargas directas al río Ebro o a su aluvial, hecho provado por la existencia de sondeos surgentes y por la detección de manantiales subacuáticos en el cauce del Ebro (Sánchez *et al.*, 1990). En el río Huerva se sitúa el manantial de la Virgen de Muel (100 l/s de caudal) que presenta un menor caracter regional debido a su cota de surgencia y su relación directa con los materiales del Jurásico superior.

Figura 2.- Mapa de isopiezas y direcciones del flujo regional en el acuífero carbonatado mesozoico ibérico y diagramas de Stiff. Surgencias de Drenaje Regional: 3 Riva los Baños, 4 El Restauro, 5 Lavadero de Jubera, 6 Arnedillo, 7 Fitero, 11 San Juán, 12 Borja, 15 Sta Ana y Las Heras, 16 Ojos de Pontil y Toroñel, 17 Virgen de Muel, 19 Virgen de la Magdalena, 20 La Noria, 21 manantial de Azuara, 22 manantial de Almonacid, 23 Fuente de Codo, 24 manantial de Samper, 25 La Cultía, 26 manantial de Alcaine, 27 Cueva Foradada, 28 Virgen de Arcos, 29 Los Estrechos, 30 Los Fontanales y 31 Font Calent. Surgencias de Drenaje Interno: 1 Los Ríos, 2 San Pedro, 8 Añavieja-Dévanos, 9 Ojillos de Agreda, 10 Vozmediano, 13 Aranda, 14 Calcena y 18 Fuente del Pez.


Cenozoico
Mesozoico
Paleozoico
Pirineos
Cadena Ibérica
Cadenas Béticas
N
Río Ebro
ZARAGOZA
TAUSTE
ALAGON
TUDELA
ALFARO
CALAHORRA
CALATAYUD
CASPE
ALCAÑIZ
HIJAR
Río Jalón
Río Huerva
Río Huecha
Río Queiles
Río Alhama
Río Leza
Río Iregua
Río Najerilla
Río Matarraña
Río Guadalope
Río Martín
Río Aguas Vivas
Río Gállego
20 km
ISOPIEZA
ISOPIEZA DEDUCIDA
DIRECCION Y SENTIDO DEL FLUJO REGIONAL (acuífero carbonatado mesozoico)
DIRECCION Y SENTIDO DEL FLUJO REGIONAL (a través del Terciario)
BARRERA IMPERMEABLE: afloramiento o subafloramiento de la facies Keuper
LIMITE DE DESBORDAMIENTO: anticlinales con núcleo de facies Keuper que provocan ascenso del flujo regional
ZOCALO IMPERMEABLE
FALLA INVERSA
FALLA INVERSA DEDUCIDA BAJO EL TERCIARIO
MANANTIAL IMPORTANTE
DIAGRAMA DE STIFF
rNa
rMg
rCa
rCl
rSO4
rHCO3
50 meq/l
0
50 meq/l

A través del Terciario surgen los siguientes manantiales: en el valle del Jalón, los Ojos de Pontil y Toroñel (500 l/s de caudal), a los que habría que añadir aportes directos al río; manantiales de Santa Ana y Las Heras (40 l/s de caudal), Borja (500 l/s de caudal) y San Juan (200 l/s de caudal) en los ríos Huecha y Queiles.

En el sector más occidental (sector riojano) se ubican los manantiales termales de Baños de Fitero en la cuenca del río Alhama (50 l/s de caudal) y Arnedillo en la cuenca del río Cidacos (20 l/s de caudal), la surgencia tiene lugar en materiales del Jurásico, exactamente en el contacto con los materiales margoevaporíticos e impermeables del Triásico en facies Keuper (Coloma *et al.*, 1995). En el río Jubera surge el manantial del Lavadero (40 l/s de caudal); el manantial de El Restauro (160 l/s de caudal) surge en el interior de la Ibérica cercano al frente cabalgante con la Depresión del Ebro, y por último en la cuenca del río Iregua se ubica en manantial de Riva los Baños (10 l/s de caudal). Los caudales subterráneos más importantes aportados por el acuífero mesozoico en el sector occidental tienen lugar mediante descargas directas a los cauces de los ríos que se evalúan en más de 400 l/s.

Además hay que señalar la existencia de lagunas (Alcañiz, Chiprana, Magallón,...) y áreas de rezume que también constituyen manifestaciones del drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica cuyo volumen de aportación es dificil de estimar. Estas manifestaciones se ubican en los materiales terciarios.

Por otro lado, en el interior de la Cordillera Ibérica, a cotas más elevadas que los anteriores y también relacionadas con el acuífero carbonatado mesozoico encontramos una serie de surgencias de caudal importante, que constituyen otra forma de drenaje de la Ibérica, los más relevantes son: fuente del Pez en el río Huerva (100 l/s) manantiales de Calcena (300 l/s) y Aranda (400 l/s) en la Cuenca del Isuela, Vozmediano (1100 l/s) y Ojillos de Agreda (60 l/s) en la cuenca del Queiles, Añavieja (350 l/s) en la cuenca del Alhama y manantiales de San Pedro y Los Ríos en la cuenca del Iregua. Estas surgencias tienen lugar en el contacto entre unidades hidrogeológicas de permeabilidad contrastada, o a través de manantiales de tipo *trop plein*; estando además preferentemente relacionadas con circulación por materiales carbonatados del Jurásico medio y superior.

El acuifero carbonatado mesozoico

Las formaciones jurásicas que constituyen la «Unidad de Drenaje Regional» de Martínez *et al.* (1989) es lo que se ha denominado «Acuífero Carbonatado Mesozoico Ibérico».

Si bién todas las formaciones carbonatadas -susceptibles de karstificación- jurásicas actúan en conjunto como acuífero, dentro del mismo existen lógicamente facies de comportamiento hidrogeológico diferente, así se diferencian claramente tres conjuntos: el inferior que incluye las formaciones del Rethiense y Lías: Dolomías Tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña, de Goy *et al.* (1976), que llega a alcanzar los 300 m de potencia y es el acuífero más importante, dando lugar a las surgencias más caudalosas; el segundo conjunto abarca el resto de las formaciones del Lías que se caracterizan por la presencia de tramos margosos intercalados entre facies carbonatadas que le confieren características de acuitardo o incluso de acuicludo, su potencia llega a alcanzar los 400 m; por último, las formaciones carbonatadas del Jurásico medio y superior (Formación Carbonatada de Chelva y Formación Calizas con Oncolitos de Higueruelas de Goy *et al.*, 1976 y equivalentes estratigráficos: formaciones Aldealpozo y Torrecilla en Cameros, de Alonso y Mas, 1989) también constituyen un importante conjunto acuífero. Existen por tanto dos conjuntos acuíferos carbonatados separados por un tramo margocalcáreo que puede comportarse como impermeable (impidiendo la conexión hidraúlica) o como semipermeable, pudiendo verificarse en este caso la conexión hidraúlica de los dos conjuntos carbonatados llegando incluso a conformar un sólo conjunto acuífero a escala regional.

El Cretácico en facies Weald se comporta como acuitardo; si bien algunos tramos de los grupos Tera y Oncala pueden considerarse acuíferos, el papel de estas facies es fundamental en el funcionamiento hidrogeológico del sector occidental (Coloma, 1997). La baja permeabilidad de estos materiales queda patente por la presencia de un gran número de pequeños manantiales en los mismas ubicados generalmente en el fondo de los cauces.

El Terciario continental, considerado prácticamente impermeable, juega un papel fundamental en el desarrollo de karstificación; ésta tiene especial desarrollo en el contacto entre facies carbonatadas del Jurásico y el Terciario detrítico; este hecho también se verifica en el contacto Terciario/Weald (San Román, 1994; Coloma, 1997).

Como hemos señalado anteriormente, los materiales liásicos, constituidos por brechas dolomíticas y dolomías oquerosas (carniolas), con una elevada porosidad y alta permeabilidad constituyen el principal acuífero regional en la Ibérica. Estos materiales se relacionan lateralmente con otros de carácter anhidrítico-evaporítico reconocidos en varios sondeos profundos de la Cuenca del Ebro (Lopín, La Zaida, Ebro I, Gelsa, Monegrillo, Zaragoza, Tauste,...). Ambas facies se relacionan lateralmente , correspondiendo los materiales evaporíticos a las áreas de mayor subsidencia de la cuenca triásico-liásica y los carniolares y brechoides a los umbrales sedimentarios; en nuestro caso al umbral de Soria-Montalbán (Castillo, 1974; San Román y Aurell, 1992; San Román, 1994).

La zona de tránsito entre unos y otros materiales no es neta. Así sondeos situados en la Cordillera Ibérica (Puebla de Albortón, Ainzón, Belchite, Aguilón, Ambel, Fuendejalón, etc.) han atravesado materiales anhidríticos que rellenan los huecos de las carniolas y, en ocasiones, dan lugar a tramos masivos de más de

TABLA I. Características principales de las surgencias estudiadas

Nº	DENOMINACION	cota	Q	RS	Tª	CO3H=	SO4=	Cl-	Ca++	Mg++	Na+	K+
		msnm	l/s	mg/l	ºC	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l
	SURGENCIAS DE DRENAJE REGIONAL											
3	Riva los Baños	780	10	483	24,0	3,6	6,2	0,4	7,0	2,3	0,7	0,0
4	El Restauro	670	160	507	11,8	2,8	2,4	3,6	4,0	1,2	3,7	0,1
5	Lav. Jubera	620	40	238	12,5	3,1	0,6	0,7	2,5	1,3	0,9	0,0
6	Arnedillo	730	20	6728	52,5	2,9	31,4	98,5	22,5	5,8	103,5	0,7
7	Fitero	490	50	4689	46,0	2,9	27,9	44,8	24,7	8,1	43,9	0,7
11	San Juan	490	200	492	18,0	3,4	3,5	1,4	5,2	1,6	1,8	0,1
12	Borja	450	500	806	18,0	3,0	3,7	2,7	5,0	2,0	2,6	0,0
15	S. Ana y Heras	430	40	3426	20,0	5,0	39,0	7,7	34,0	8,0	10,9	0,2
16	Pontil y Toroñel	290	500	1024	23,0	3,6	10,6	2,2	10,4	3,0	2,3	0,1
17	Virgen de Muel	400	100	776	18,0	5,4	3,7	1,2	7,2	2,2	1,1	0,1
19	Virgen de Magdal	310	200	1100	23,0	3,9	8,4	5,6	7,2	4,8	6,5	0,1
20	La Noria	500	90	1010	14,7	7,7	0,2	2,1	7,2	2,9	0,9	0,0
21	Azuara	560	40	725	13,9	5,0	1,1	1,4	4,6	2,6	0,8	0,1
22	Almonacid	620	20	904	14,3	5,2	1,4	3,3	4,4	3,5	2,1	0,7
23	Fuente de Codo	335	80	1800	17,0	4,7	10,2	4,3	14,0	3,0	2,7	0,2
24	Samper	580	40	510	14,3	4,9	0,8	2,2	4,1	3,1	1,5	0,1
25	La Cultia	355	50	2700	18,0	2,8	37,5	4,5	20,6	21,6	5,8	0,4
26	Alcaine	600	250	652	16,8	4,0	5,4	1,0	6,6	2,2	1,2	0,1
27	Cueva Foradada	550	30	1004	12,5	3,5	6,4	1,4	6,2	2,6	2,3	0,2
28	Virgen de Arcos	440	800	2406	22,0	3,4	25,9	2,6	26,0	4,4	2,7	0,1
29	Los Estrechos	400	100									
30	Los Fontanales	570	1000	1130	18,0	3,5	9,7	0,3	10,2	3,6	0,3	0,1
31	Font Calent	430	150	623	22,0	4,5	6,0	0,3	7,2	3,2	0,1	0,1
	SURGENCIAS DE DRENAJE INTERNO											
1	Los Ríos	1007	50	317	12,5	2,3	2,0	0,2	4,4	0,2	0,1	0,0
2	San Pedro	910	50	186	10,5	3,3	0,2	0,1	3,3	0,3	0,0	0,0
8	Añavieja-Dévanos	940	350	526	16,0	4,5	4,8	0,1	7,4	1,6	0,2	0,0
9	Ojillos de Agreda	940	30	423	16,0	4,1	2,5	0,3	4,0	3,0	0,4	0,0
10	Vozmediano	900	1100	826	13,8	4,3	6,6	2,2	8,0	3,0	2,1	0,0
13	Aranda	840	400	210	12,5	4,8	0,6	1,9	6,8	0,4	0,4	0,1
14	Calcena	815	300	204	12,5	3,8	0,2	0,1	3,4	0,7	0,2	0,1
18	Fuente del Pez	630	100	458	14,5	3,8	2,7	0,6	5,2	1,4	0,7	0,1

300 m de potencia. En las «zonas de lavado» de las carniolas se generan materiales de elevada porosidad y permeabilidad que constituyen un excelente «acuífero kárstico de flujo difuso» (según terminología de Bayó *et al.*, 1986).

Datos de sondeos profundos -procedentes de investigación petrolífera- (IGME, 1987; ITGE, 1990a), exploración de aguas subterráneas y datos de prospección geofísica (sísmica de reflexión, eléctrica, electromagnética) han permitido establecer la geometría del medio geológico en general y del medio acuífero en particular. Esta geometría queda plasmada en una serie de cortes hidrogeológicos del contacto que presentamos en la figura 3 y que se describen más adelante.

La zona de recarga de este acuífero la integran sus afloramientos, extensos en la zona de estudio, así como otros materiales de menor permeabilidad que los recubren (detríticos del Cretácico inferior y Terciario). En ocasiones, ríos procedentes del interior de la Cordillera Ibérica, al atravesar este acuífero carbonatado pierden total o parcialmente sus aguas (ríos Aguasvivas, Grío, Huecha, Isuela, Huerva, Jubera, Leza, etc...) constituyendo áreas localizadas de fuerte recarga.

Aspectos estructurales

En acuíferos de tectónica compleja como el que nos ocupa, la estructura es el factor fundamental que condiciona el flujo subterráneo. La disposición estructural de los materiales en el contacto Ibérica/Ebro es compleja, en este sentido destacan los datos aportados por los sondeos de investigación y/o captación de aguas subterráneas que han contribuido a interpretar la estructura en determinadas zonas. Aquí encontramos un ejemplo de cómo la hidrogeología puede ayudar a la comprensión e interpretación de la estructura geológica, los puntos de descarga que se sitúan sobre el Terciario se ubican en la vertical de estructuras de tipo cabalgamiento o anticlinal, quedando alguna de estas estructuras perfectamente localizadas por la alineación de surgencias como puede observarse en la figura 2. En

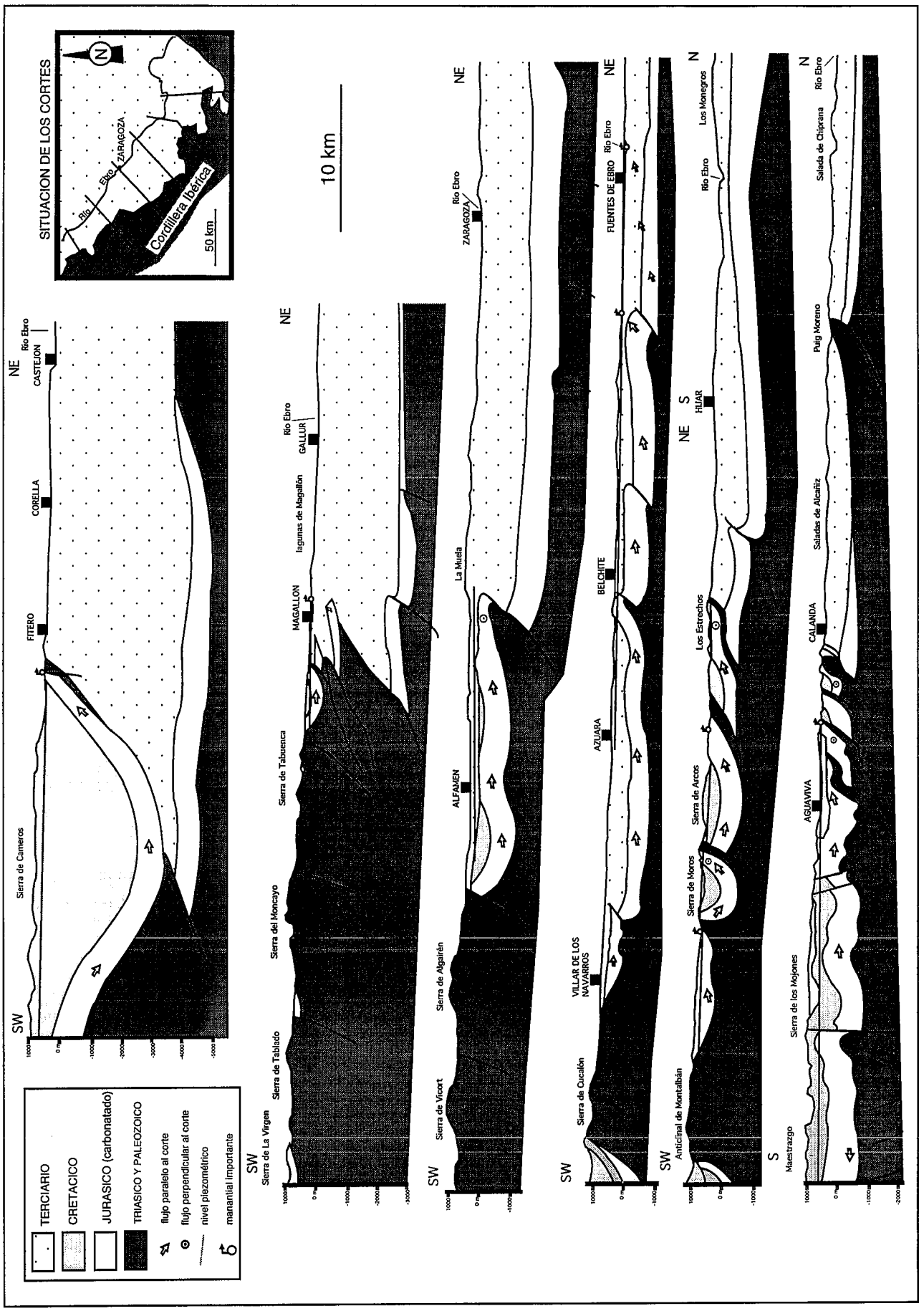


Figura 3.- Cortes geológicos del contacto Cordillera Ibérica-Depresión Terciaria del Ebro. Han sido elaborados en base a datos de sísmica de reflexión, electrica, sondeos de investigación petrolífera, de investigación/captación de aguas subterráneas y de geología de superficie.

la figura 3 presentamos un conjunto de cortes hidrogeológicos seriados en los que se plasman los rasgos estructurales. En función del estilo estructural del contacto, podemos diferenciar tres sectores:

Sector oriental

Se extiende desde el río Huerva hasta el Guadalope, caracterizándose por un conjunto de anticlinales y cabalgamientos de dirección predominantemente N120 (Aguilón, Muel-Jaulín, Mezalocha, Belchite, Sierra de Arcos, Sierra de Moros, Alcaine, Calanda) en el que los manantiales surgen al aflorar las facies impermeables del Triásico (Keuper).

En esta zona las estructuras del contacto Ibérica/ Ebro que se desarrollan en los materiales mesozoicos son fosilizadas por materiales terciarios, de forma que los materiales jurásicos afloran como paleorrelieves de escasa extensión, dificultando la interpretación estructural (Cortés y Casas Sáinz, 1996).

Sector central

Se extiende entre los ríos Huerva y Queiles. El borde de la Cordillera Ibérica se dispone cabalgante sobre la Cuenca Terciaria del Ebro; se trata del cabalgamiento noribérico atravesado por el sondeo petrolífero Magallón y por el Z-39 (Alberite de San Juan). La observación de los perfiles sísmicos, permite deducir también la existencia de este cabalgamiento.

Del estudio de sondeos de captación de aguas subterráneas se deduce la presencia de tres nuevos cabalgamientos: «Pozuelo-Abarquetes», «Peñas Negras», y «Epila-El Sotillo». La presencia de los cuatro cabalgamientos descritos es fundamental para entender el conjunto de las observaciones hidrogeológicas de esta zona y su esquema general de flujo, en el que domina la presencia de grandes barreras hidráulicas.

Sector occidental

Incluye las cuencas riojanas orientales, desde el río Alhama hasta el río Iregua, corresponde al dominio camerano. Con información de perfiles de sísmica de reflexión y datos de sondeos profundos de investigación petrolífera realizados en La Rioja entre los años 1975 y 1986, IGME (1987), ITGE (1990a), Guimerá y Alvaro (1990), Casas Sáinz (1992) -que además realiza una correlación con datos de sondeos profundos- y Casas Sáinz (1993) interpretan la estructura profunda de la Cuenca de Cameros y su contacto con el sector riojano de la Cuenca del Ebro (o Surco Riojano).

Estos estudios han demostrado el carácter fuertemente cabalgante de las Sierras de Demanda y Cameros, señalando un desplazamiento máximo para este cabalgamiento del orden de 30 km (ITGE, 1990a, Guimerá y Alvaro, 1990; Casas Sáinz, 1992). El nivel de despegue fundamental del cabalgamiento lo constituyen -como en el resto de la Ibérica- los materiales lutítico-yesíferos de las facies Keuper.

La estructura actual de la Sierra de Cameros es el resultado de la inversión tectónica ocurrida durante el Terciario de la cuenca mesozoica; la geometría general es de una rampa suave en el bloque inferior, y un rellano continuo de bloque superior, situado en el Keuper (Casas Sáinz, 1993). Tiene como singularidades el elevado espesor de la serie sedimentaria mesozoica (hasta 5000 metros según Mas *et al.*, 1993)

En este sector, un aspecto que todavía no ha sido aclarado es la continuidad o no de los materiales jurásicos marinos por debajo de las grandes potencias de sedimentos en facies Weald. Los modelos propuestos (Guiraud y Seguret, 1985; Casas, 1993; Mas *et al.*, 1993) suponen, durante la formación de la cuenca, una extensión de la secuencia pre-rift (Keuper y Jurásico marino) por numerosas fallas normales de menor escala que la principal que no rompen la citada continuidad. El modelo de funcionamiento hidrogeológico que nosotros proponemos para el fenómeno termal de Baños de Fitero y Arnedillo es coherente con la existencia de una continuidad en profundidad de los niveles correspondientes al Jurásico marino; en este sentido el modelos que más se aproxima a los datos hidrogeológicos observados es el de Casas Sáinz (1993) en el que los niveles del Jurásico marino han podido amortiguar la extensión mediante fallas normales de escala variable (con saltos entre decimétricos y hectométricos).

Funcionamiento hidrogeológico. Piezometría y direcciones de flujo regional

El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica viene determinado por condicionantes estructurales, pero también por condicionantes de tipo hidroestratigráfico, como son los contactos entre formaciones geológicas que presentan un brusco cambio de permeabilidades tal y como sucede entre los materiales carbonatados del Lías y las arcillas y yesos del Keuper. El efecto barrera que se produce en ese límite provoca una acumulación del flujo subterráneo en la base del Lías con la consiguiente karstificación profunda, que favorece una mayor circulación de agua, constituyendo un ejemplo de retroalimentación positiva.

Las mediciones de nivel piezométrico realizadas en más de 300 sondeos, algunos de ellos surgentes (Vinaceite, Fuentes, Botorrita, Rueda de Jalón, Pozuelo, Alberite, Ainzón, etc...), junto con los datos topográficos de las áreas de descarga y los datos geológicos de superficie y subsuelo han permitido la elaboración del mapa de la figura 2. Los datos proceden de los trabajos de: Coloma (1997), Coloma *et al.* (1995b); De Miguel (1986); De Miguel *et al.* (1989); Mártinez Gil *et al.*(1989); Sánchez Navarro *et al.* (1992), San Román (1994) y San Román *et al.* (1996a).

Como puede observarse los datos de potencial no son homogéneos en toda la zona; así, en el interfluvio Alhama-Huerva se han podido trazar un conjunto denso de lineas isopiezas (algunas de ellas deducidas); mientras que hacia el SE (ríos Martín y Guadalope) y NE (ríos Cidacos, Leza e Iregua) la escasez de puntos

de observación ha permitido únicamente el trazado de las direcciones fundamentales del flujo.

Para la comprensión del movimiento del agua subterránea es fundamental el establecimiento de los límites hidráulicos del acuífero, especialmente los que hemos denominado zócalo impermeable, barreras impermeables y límites de desbordamiento (ver figura 2). Estos límites hidráulicos (ríos, lagos, divisorias de agua...) son el resultado de la interacción entre las superficies topográfica y piezométrica. Aún cuando los límites no afloran en superficie sus efectos se manifiestan danto lugar a manantiales, zonas húmedas o simplemente provocando un fuerte gradiente piezométrico entre un lado y otro de la estructura.

El zócalo impermeable está constituido por los materiales Paleozoicos y Triásicos que límitan el acuífero según una orientación NW-SE que coincide con la dirección de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sus afloramientos se interrumpen en el macizo de Cameros, para volver a aflorar en la zona más occidental (macizo de La Demanda). Estos materiales son también el sustrato impermeable del acuífero.

Los materiales en facies Keuper (arcillas y evaporitas) constituyen en la Cordillera Ibérica el núcleo de las principales estructuras anticlinales. Cuando el núcleo de estas estructuras aflora en superficie (o subaflora) actúa como una barrera impermeable, dando lugar a importantes surgencias: Los Fontanales, manantiales de Virgen de Arcos, Alcaine, Cueva Foradada, La Noria, Samper, El Restauro...

Otras surgencias tienen lugar por condicionantes estratigráficos, es decir en el contacto de las formaciones acuíferas con otras de menor permeabilidad (Arnedillo, Ojillos de Agreda, Vozmediano, Fitero ...)

Los cabalgamientos juegan un papel fundamental en la organización del flujo general del agua en la zona saturada. Su distribución espacial provoca transferencias de flujos, o desconexiones entre unos acuíferos y otros, así como reboses de flujo por enfrentamiento de las masas acuíferas con materiales de baja permeabilidad. Así el cabalgamiento noribérico enfrenta en los entornos de Tarazona, Pozuelo y Epila, sus respectivos acuíferos - que se comportan como confinados-, con los materiales poco permeables del Terciario, provocando el rebose del agua subterránea que da lugar a los manantiales de San Juan, Santa Ana, y Ojos de Pontil y Toroñel, respectivamente.

En el frente norte de Cameros el cabalgamiento noribérico hace aflorar las formaciones permeables junto con el Keuper, es precisamente en el contacto Jurásico-Keuper dónde tienen lugar las principales surgencias (Fitero, Arnedillo, Jubera, Riva los Baños,...).

Cuando los límites impermeables (núcleo anticlinal, cabalgamiento) quedan en profundidad se produce un ascenso del flujo regional que en ocasiones se materializa en el desbordamiento de la estructura dando lugar a un fuerte gradiente piezométrico en el flanco rebosado del anticlinal; a esta situación se ha denominado límite de desbordamiento. Generalmente, los efectos de barrera impermeable que los materiales cabalgados hacen frente a los materiales carbonatados mesozoicos se traduce en surgencias importantes.

Es interesante destacar como la alineación que enlaza el afloramiento paleozoico de Puig-Moreno con Mediana de Aragón interrumpe en la zona de Alcañiz-Híjar el flujo subterráneo regional, mientras que en la zona de Mediana este flujo continúa hacia el Ebro.

Los ríos de caudal permanente deberían constituir un límite hidráulico para el acuífero considerado, pero como puede apreciarse en la figura 2 ésto no sucede en todos los ríos ibéricos que atraviesan el acuífero, ni tampoco en el río Ebro en todo su recorrido. El río Ebro sólo constituye un posible límite hidráulico del acuífero en la zona del río Ginel; además del manantial que da origen a éste pequeño afluente del Ebro (Virgen de La Magdalena) se han detectado manantiales en el mismo cauce del río Ebro (Fuentes de Ebro) que podrían estar en relación con el acuífero mesozoico. En el sector occidental (Alhama-Iregua) la conexión acuífero-río queda evidenciada por la existencia de aportes difusos a los cauces principales que constituyen el nivel de base del acuífero.

De los ríos Ibéricos que aparecen en la figura 2 puede observarse que tanto el Jalón como el Martín y el Guadalope constituyen en todo su recorrido claros límites hidráulicos del acuífero, de manera que el flujo subterráneo no los atraviesa. Otros ríos (Aguasvivas y Huerva especialmente) al tener su cauce topográficamente por encima de la superficie piezométrica del acuífero no constituyen límites hidráulicos, lo que provoca pérdidas de agua por infiltración. El caso más espectacular lo constituye el río Aguasvivas en el que la magnitud de las pérdidas, tanto en su cauce como en el vaso del embalse de Moneva, ha hecho que se construya un canal de más de 15 km de longitud con el fin de evitarlas.

Estos hechos muestran la escasa coincidencia que en este sector de la Ibérica existe entre la divisoria de aguas superficiales y subterráneas. Así, el manantial de la Virgen de Arcos en el río Martín drena parte de la cuenca del río Aguasvivas; el manantial de la Virgen de Mediana en el río Ginel drena también, parcialmente, la cuenca del Aguasvivas; en el cauce del río Jalón descargan aguas infiltradas tanto en la cuenca del Huerva, como en las del Huechaseca (zona de Fuendejalón) e Isuela (sinclinal de la Cabota); el manantial de San Juan en la cuenca del Queiles recibe aportes de la del Huecha. Finalmente, quizá el caso más espectacular lo encontramos en el manantial de Vozmediano que recibe aguas de la cuenca del Araviana (cuya cuenca vierte al Duero) (Sanz Pérez, 1987).

El trazado de la líneas isopiezas permite estimar los gradientes hidráulicos, que en el área centro-oriental son en general bajos, del orden del 3 al 6 por mil; mientras que en la zona occidental son mayores, consecuencia de los importantes gradientes topográficos existentes. Esto es una consecuencia de la elevada permeabili-

dad del acuífero Mesozico, el cual actúa como «dren de fondo» de todos los materiales suprayacentes; así en la zonas de recarga su nivel piezométrico aparece siempre muy por debajo (a veces más de 100 m) del que presentan los materiales suprayacentes. Sin embargo, en las zonas de descarga el nivel piezométrico del acuífero Mesozoico es más alto que el de otras formaciones geológicas dispuestas por encima de él. Este hecho se hace especialmente patente en el sector occidental (sector riojano), dónde la componente más importante de la recarga son las transferencias subterráneas del acuitardo Weald; el agua infiltrada en dicho acuitardo es transferida en parte al acuífero subyacente mesozoico que se halla a gran profundidad y que hace de colector de los materiales suprayacentes.

La importancia de los condicionantes geológicos frente a los topográfico-morfológicos puede verse en la desconexión que existe entre el acuífero mesozoico y el río Ebro en la mayor parte de la Ibérica, o en los trasvases subterráneos que entre los ríos ibéricos se producen: el Jalón recibe aguas de la cuenca del Huecha y del Huerva, el río Martín recoge aguas del Aguas Vivas, etc.

Además de las surgencias ubicadas en el contacto Ibérica/Ebro, existen otro tipo de surgencias, las denominadas de Drenaje Interno de la Cordillera Ibérica (nº 1, 2, 8, 9, 10, 13, 14 y 18) cuyas características son diferentes de las de drenaje regional anteriormente descritas, corresponden a puntos de descarga importantes (con caudales de hasta 1100 l/s en Vozmediano), ubicadas en el interior de la cordillera, a cotas más elevadas que las situadas en el contacto, relacionados con la circulación por materiales carbonantados del Jurásico medio y superior. En los acuíferos que dan lugar a estas surgencias los materiales liásicos no se encuentran carstificados ya que el agua no se ve obligada a circular por los mismos, o bien están desconectados hidraúlicamente de los materiales carbonatados acuíferos del Jurásico medio-superior (separados por la unidad margosa reseñada anteriormente); cuando esta conexión existe se transfiere agua del acuífero Jurásico medio-superior al liásico, de mayor permeabilidad y nivel piezométrico más bajo. Estas surgencias tienen un comportamiento típico de acuíferos kársticos de escaso efecto memoria (respuestas rápidas a efectos de recarga, agotamientos igualmente rápidos,...).

Los volumenes de agua implicados a través del acuífero mesozoico se evaluan actualmente en no menos de 250 hm^3/año, que descargan a través de manantiales de caudales importantes, y por medio de descargas subacuaticas y difusas de difícil evaluación.

Aspectos hidroquímicos

Con datos fisicoquímicos de agua procedentes de numerosos estudios realizados en la Cátedra de Hidrogeología de la Universidad de Zaragoza (Coloma, 1997; Coloma *et al.*, 1995b; De Miguel, 1986; De Miguel *et al.*, 1989; San Román, 1994), se han caracterizado hidroquímicamente las descargas más importantes de la Cordillera Ibérica en su vertiente hacia el Ebro, procedentes del acuífero carbonatado mesozoico, los datos analíticos de los puntos considerados se presentan en la tabla I. En las figuras 2 y 4 se han representado los datos en diagramas de Stiff y Piper-Hill-Langelier respectivamente.

Drenaje de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro

En general presentan elevadas mineralizaciones; con un residuo seco superior a 1000 mg/l, excepto en algunos puntos concretos consecuencia de infiltraciones de aguas menos mineralizadas. Muchos sondeos presentan mineralizaciones mayores de 2000 mg/l ya que captan el acuífero en las zonas más alejadas del área de recarga por lo que el contenido en sales es mayor y las temperaturas que se alcanzan más elevadas (sondeo de Aguilón, 40 °C; sondeo de Belchite, 32 °C).

Predominan composiciones sulfatadas cálcicas, originadas por la presencia de materiales anhidríticos solubles dentro de las formaciones del Lías, además de en el Keuper. Algunos puntos presentan un carácter ligeramente clorurado sódico (ver figura 1 y 2); como sucede con el manantial de La Virgen de La Magdalena, este hecho está relacionado con el lavado de sales cloruradas del Terciario de la Cuenca del Ebro que se produce en el ascenso hacia los puntos descarga.

Las mayores concentraciones se dan en el sector occidental, concretamente en las surgencias termales de Fitero y Arnedillo que poseen elevadas concentraciones (entre 4500 y 7500 mg/l de residuo seco), composición predominante clorurada sódica (son aguas geoquímicamente bien diferenciadas) y carácter termal; características que indican por un lado su procedencia profunda y por otro largos periodos de residencia del agua en el acuífero compatible con el modelo de funcionamiento hidrogeológico propuesto. Las surgencias de Baños de Fitero están menos diferenciadas geoquímicamente situándose en una hipotética línea de mezcla entre aguas sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas como las de Arnedillo; por lo que es muy probable la existencia de mezcla de aguas en Baños de Fitero. A este respecto es importante señalar que las determinaciones de tritio realizadas (IGME, 1982; ITGE, 1990b) no son concluyentes, lo que induce también a pensar que la mezcla debe implicar un bajo porcentaje de aguas de infiltración reciente (como cabe esperar al mantenerse los rangos de composición química y temperatura bastante constantes en el tiempo).

En estas aguas destaca además la constancia de composición química y el bajo o nulo contenido en tritio (IGME, 1982; De Miguel *et al.*, 1989) -aunque no en todos los puntos como consecuencia de la mezcla con aguas de infiltración más reciente- lo que apoya la idea de largos periodos de residencia en el terreno.

Drenaje Interno de la Cordillera Ibérica

Estas surgencias presentan una composición químí-

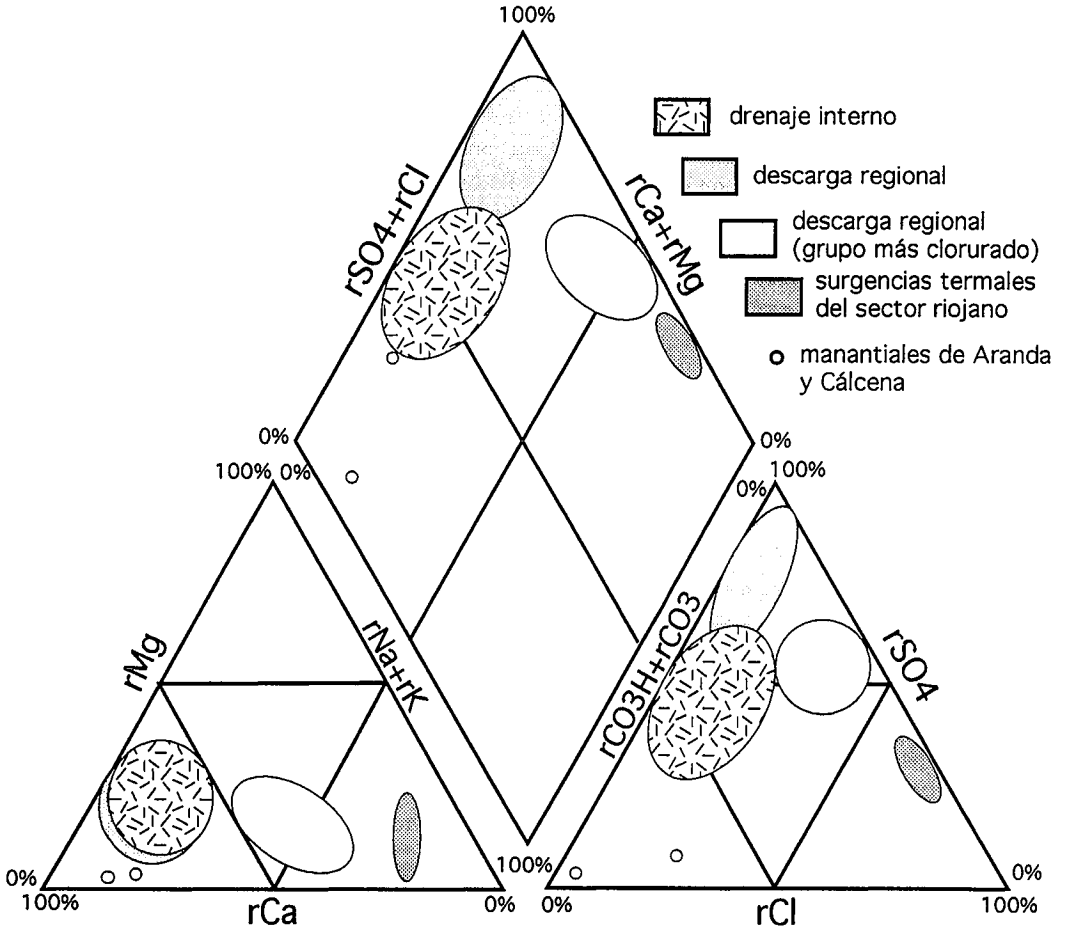


Figura 4.- Diagrama de Piper-Hill-Langelier de las surgencias consideradas. Destaca la evolución hidrogeoquímica desde aguas bicarbonatadas cálcicas a cloruradas sódicas, pasando por composiciones sulfatadas cálcicas.

ca diferente; son aguas entre bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas-bicarbonatadas cálcicas, su residuo seco es menor de 700 mg/l y no presentan carácter termal. Se trata de surgencias en las que el tiempo de permanencia del agua en el acuífero es menor, el área de recarga está mucho más proxima a la de descarga que en el caso anterior y nunca implican a materiales evaporíticos, bien del Keuper o del Lías.

Procesos geotérmicos asociados a la circulación subterránea

De acuerdo con Alföldi, Gálfi y Liébe (1983) las anomalías del gradiente geotérmico causadas por la circulación de aguas subterráneas pueden dividirse en tres grandes tipos: causadas por flujos regionales, causadas por infiltración intensa en áreas montañosas (normalmente kársticas) y causadas por circulación en sistemas cerrados.

Las anomalías causadas por flujos de agua subterránea de caracter regional son características de grandes cuencas sedimentarias; en ellas la infiltración del agua transporta el calor desde las zonas de borde o elevadas (zonas de recarga) hasta las zonas de descarga, transportándose el calor tanto por mecanismos de conducción como de convección.

Ejemplos de este tipo de anomalías se encuentran frecuentemente en la bibliografía: Eckstein (1979) sobre Israel; Dövényji (1983) para la cuenca de Pannonia en Hungría; Gosnold *et al.* (1985) en Dakota del Norte (USA); Bodmer & Ribach (1985) estudian los flujos profundos regionales y locales y sus implicaciones en el foreland de los Alpes Suizos; Fernández y Banda (1989) explican la mayoría de la anomalías geotérmicas de Cataluña como debidas a la circulación de las aguas subterráneas.

Garven y Freeze (1984) y Smith & Chapman (1985) han modelizado las anomalías del gradiente geotérmico relacionadas con el movimiento del agua subterránea en cuencas sedimentarias, demostrando que en las áreas de recarga el gradiente es negativo y en las de descarga positivo.

En el contacto entre la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa) y la Depresión Terciaria del Ebro Martinez Gil *et al.* (1989) también indican la existencia de anomalías geotérmicas positivas, aunque aportan únicamente datos de temperatura de emergencia de las aguas subterráneas. Para el interfluvio Queiles-Jalón, San Román *et al.* (1996b) presentan un mapa de anomalías del gradiente geotérmico poniendo de manifiesto este hecho.

En el caso de la Ibérica, la existencia de un acuífero subyacente de permeabilidad mucho más elevada que el resto de formaciones modifica totalmente el gradiente geotérmico, creándose fuertes anomalías geotérmicas negativas ligadas a zonas de recarga y fuertes anomalías geotérmicas positivas ligadas a zonas de descarga. Tras la realización de más de 60 perfiles de temperatura en sondeos no instalados -mediante registro con sonda de temperatura-, así como la toma de temperatura del agua de bombeo en más de 20 pozos, se han caracterizado estas anomalías.

Las áreas de recarga vienen caracterizadas por un gradiente de temperatura inferior a 10 mK/m. Hay que destacar los bajos gradientes que se obtienen en la zona de Vera del Moncayo, en el barranco de Moros a la altura de Ambel, y en la zona de Ricla, donde el río Jalón actúa como influente en el acuífero. Las zonas con flujos ascendentes también quedan claramente identificadas. Así se reconoce el cabalgamiento de Peñas Negras con gradientes que alcanzan los 45 mKm/m en toda la franja comprendida entre Borja y Pozuelo de Aragón, donde se superan los 50 mK/m, entorno de los Ojos de Pontil y Toroñel (con gradientes de hasta 95 mK/m, y temperaturas de emergencia de hasta 23 °C)

Las manifestaciones geotérmicas superficiales más importantes del contacto se ubican en las cuencas más orientales (Cidacos y Alhama) y son básicamente los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo. Este hecho es debido a condicionantes estructurales, el contacto se encuentra mucho más verticalizado, provocando un rápido ascenso desde niveles profundos (2000-2500 m) hasta la superficie; el caracter termal también se debe a la existencia de las facies Keuper en el contacto que impide por una parte la mezcla con aguas de infiltración reciente y la pérdida importante de calor, al ser materiales de baja conductividad calorífica (Coloma, 1997; Coloma *et al.*, 1995a); el gradiente calculado se sitúa en torno a 50-60 mK/m. En las cuencas occidentales del dominio camerano (Leza e Iregua) el contacto es mucho más tendido favoreciendo los procesos de mezcla con aguas más frías (superficiales) y la pérdida de calor por circulación a niveles más superficiales; así los valores se sitúan en torno a 40-45 mK/m excepto en las proximidades del cauce del Iregua dónde los gradientes son extraordinariamente bajos (entre 1 y 10 mK/m) consecuencia de la entrada de agua fría que tiene lugar en el interfluvio con el Najerilla y a la menor incidencia de flujos regionales. Similares gradientes elevados -por encima de 50 mK/m- se detectan también en la zona de descarga del acuífero de la Tierra de Agreda (manantiales de Añavieja-Dévanos y Agreda).

Funcionamiento hidrogeológico durante el Mioceno

Si consideramos que a partir del Mioceno medio los rasgos geológicos esenciales de los materiales de la Cordillera Ibérica y del borde sur de la Cuenca del Ebro estaban ya establecidos, puede deducirse que los condicionantes tectónico-estructurales del funcionamiento hidrológico serían entonces los mismos que en la actualidad, existiendo por tanto un drenaje subterráneo de agua a través de los materiales del Lías, con unas zonas de recarga y descarga condicionadas por la disposición topográfica-morfológica que entonces existiera.

El funcionamiento hidrogeológico durante el Mioceno sería por tanto similar al actual, si bien la falta de una red fluvial profunda y estructurada haría que una parte importante del flujo subterráneo procedente de la Ibérica continuara su flujo a través de los materiales de la Depresión del Ebro, descargando sus aguas en áreas de rezume y lagos efímeros dónde precipitarían las evaporitas (Fig. 5). La Cuenca del Ebro era una depresión endorreica que daba lugar a la precipitación de evaporitas dentro de la misma por lo que tenía lugar un reciclaje de evaporitas del Keuper y Lías inferior demostrado mediante estudios isotópicos realizados por Birbaum & Coleman (1979) y Utrilla *et al.* (1991). La consideración de los flujos subterráneos como agentes de transporte de masa en disolución y por tanto implicados en ese reciclaje puede ayudar a explicar estos depósitos.

En la génesis de depósitos evaporíticos pocas veces se tienen en cuenta como proceso de transporte de sustancias en disolución y por tanto de aporte de materia a las aguas subterráneas; en este sentido destacan los trabajos de Williams (1970), Rouse & Sherif (1980), Burne (1980), Magaritz (1987) y especialmente los de Martínez Gil *et al.* (1989), Sánchez Navarro *et al.* (1990) y Coloma *et al.* (1996b) para el contacto Ibérica/Ebro. Todos ellos constituyen excelentes ejemplos de movilización de sales que generan o contribuyen a la formación de depósitos evaporíticos.

Si bién la composición físico-química de las aguas que constituyen este drenaje es variable, existe un predominio de las aguas de tipo sulfatado-cálcico y una mineralización media de 1,5 a 2 gr/l. Consecuentemente el drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica es actualmente un activo mecanismo de disolución profunda y transporte de sales hacia el río Ebro y por tanto hacia el mar Mediterráneo, este transporte se ha estimado en no menos de 50.000 tm de sales/año; evidenciando un activo proceso en el aporte de sales hacia el interior de la cuenca.

Por otra parte los elevados contenidos en sílice que presentan las aguas (especialmente las termales) es coherente con la formación de nódulos de sílice en los depósitos evaporíticos descritos por Salvany *et al.* (1994).

Estudios sedimentológicos y paleogeográficos recientes (Sánchez Navarro *et al.*, 1994 y Villena *et al.*,1994) identifican entre las actuales cuencas hidrográficas de los ríos Huerva, Aguas Vivas y Martín unos depósitos lacustres atribuibles al Aragoniense superior-Vallesiense caracterizados por facies calcareníticas generadas en una dinámica de oleaje bajo condi-

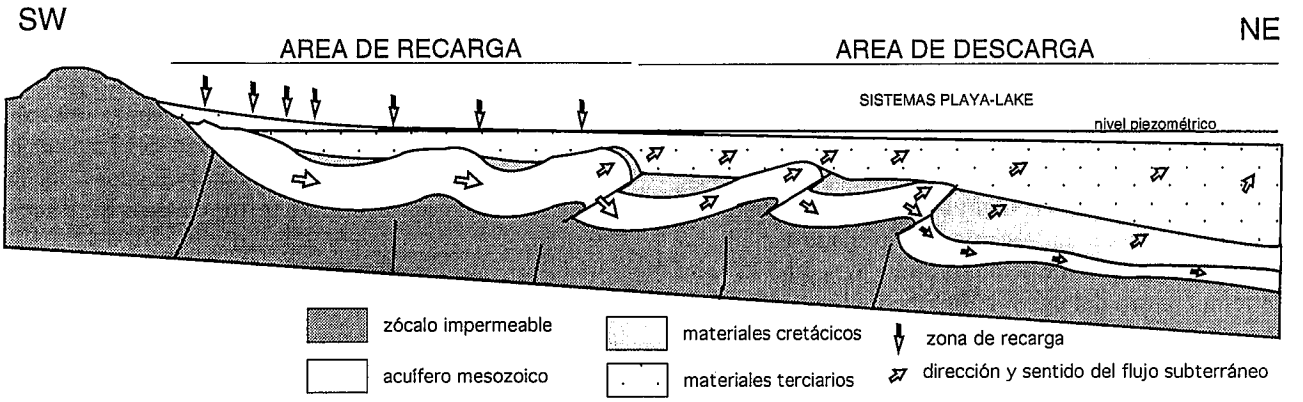


Figura 5.- reconstrucción del funcionamiento hidrogeológico del contacto Ibérica/Ebro durante el Mioceno, la descarga se producía en áreas de rezume (playa-lakes) y lagos efímeros (sebkhas) donde precipitaban las evaporitas.

ciones de tormenta y facies de margas que presentan faunas de afinidad marina (talásicas). Tales depósitos lacustres se encuentran adosados al actual margen ibérico sin que existan facies aluviales intermedias, mientras que hacia el centro de la cuenca del Ebro se relacionan lateralmente con sistemas lacustres carbonatados someros. En esta situación, puede ser especialmente significativa la importancia de las aguas subterráneas que junto a los aportes superficiales contribuirían a mantener el nivel de agua de esos sistemas lacustres y condicionarían sus características físico-químicas.

Otro ejemplo de funcionamiento hidrogeológico de este drenaje durante el Mioceno lo encontramos en los depósitos de tobas calcáreas ubicadas al oeste del Moncayo, en el entorno de la antigua Laguna de Añavieja.

La Laguna de Añavieja (desecada a finales del siglo XIX) se ubicaba en la cabecera del río Añamaza, afluente del Alhama, extendiéndose por una superficie de 5,2 km^2; la alimentación de la laguna tenía lugar por aportes superficiales y sobre todo por la descarga de las aguas subterráneas del acuífero de Añavieja que tienen lugar por los manantiales de Añavieja y Dévanos; de forma que la lámina de agua en la laguna correspondía al nivel freático del acuífero.

Las tobas calcáreas señaladas se depositaron en un ambiente similar al de la Laguna de Añavieja; pero en este caso, de acuerdo con Coloma *et al.*(1996a), el área de alimentación subterránea se extendería más hacia el este.

Por último se ha puesto de manifiesto cómo el agua subterránea puede ser un activo proceso de movilización de sustancias en disolución que explique la génesis de formaciones de distintas características sedimentológicas.

Discusión

La Hidrogeología contribuye a la comprensión de fenómenos geológicos controvertidos como, por ejemplo la génesis tanto de depósitos evaporíticos en cuencas terciarias como carbonatados, las anomalías del flujo geotérmico y, como se ha visto puede ser un dato más, y en ocasiones de suma importancia a la hora de la interpretación del medio geológico. A este respecto tan importantes son los datos de subsuelo aportados por la exploración de aguas subterráneas como la ubicación de los puntos de descarga que se sitúan dónde por «lógica hidraúlica y geológica» deben estar.

Conclusiones

La descarga subterránea de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro tiene lugar a través del acuífero kárstico carbonatado mesozoico (constituido por formaciones carbonatadas del Jurásico, especialmente del Lías) mediante dos tipos de surgencias, que se han denominado de Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en La Depresión Terciaria del Ebro y de Drenaje Interno. Las primeras se caracterizan por poseer caudales elevados y constantes, composición química predominantemente sulfatado cálcica- asociada a elevados contenidos en sales, temperatura de emergencia constante y alta, bajo contenido en tritio, indicadores de la presencia de un flujo subterráneo regional. Las segundas se ubican en interior de la Ibérica, a cotas más elevadas, están menos mineralizadas y tienen composiciones entre bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas-bicarbonatadas cálcicas.

Se ha confeccionado un mapa de isopiezas y direcciones del flujo regional, destacando cómo para la comprensión del movimiento del agua subterránea ha resultado fundamental el establecimiento de los límites hidráulicos del acuífero: zócalo impermeable, barreras impermeables y límites de desbordamiento.

Se han caracterizado anomalías geotérmicas positivas en el contacto Ibérica/Ebro relacionadas con la circulación del agua subterránea; los valores máximos se situan en torno a 100 mK/m.

Agradecimientos: Al Sevicio Geológico de la Diputación Provincial de Zaragoza, ITGE Zaragoza, Oficina de Planificación de la CHE, REPSOL Exploración, por la aportación de datos de interés. Este trabajo está incluido en el proyecto PB89/0344 (DGICYT). P. Coloma es becario de la DGA (BOA de 11/11/96).

Bibliografía

Alfoldi, L., Gálfi, J. & Liebe, P. (1985): heat flow anomalies caused by water circulation. *Jour. Geodynamics*, 4: 199-218.

Alonso, A. y Mas, J.R. (1989): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (la Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, pp. 173-178.

Bayo, A., Castiella, J., Custodio, E., Niñerola, S. y Virgos, L. (1986): Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. *Jornadas sobre el karst. Euskadi-86*. Comunicaciones. Tomo II: 255-340.

Birbaum, S.j. & Coleman, M. (1979): Source of sulphur in the Ebro Basin (northern Spain): Tertiary non-marine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. *Chem. Geol.*, 25: 163-168.

Bodmer, P. & Ribach, L. (1985): heat flow maps and deep groundwater circulation: examples for Switzerland. Jour. *Geodynamics*, 4: 233-246.

Burne, A.M., Bauld, J. & De Decker, D. (1980): Saline lake charophytesand their geological significance. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 281-293

Casas Sáinz, A.M. (1992): El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía*, monográfico núm. 4, 220 pp.

Casas Sáinz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinámica Acta*, 6(3): 202-216.

Castillo, F. (1974): Le Trias evaporitique des basins de la Valée de Lâbre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. France*, 7(16): 666-675.

Coloma, P. (1997): Funcionamiento hidrogeológico de las cuencas riojanas orientales: Iregua, Leza, Cidacos y Alhama (cuenca del Ebro). *Tesis doctoral*, Univ. de Zaragoza, 386 pp. (inédita)

Coloma, P., Sanchez Navarro, J.A. y Martinez GiL, F.J. (1995a): El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro (sector riojano). *Geogaceta*, 18, pp.: 68-71.

Coloma, P., Martinez Gil, F.J. Y Sanchez Navarro, J.A. (1995b): Caracterización hidroquímica del Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro. *Hidrog. y Rec. Hidraúlicos*, XX: 171-178.

Coloma, P., Martinez Gil, F.J., Sanchez Navarro, J.A. (1996a): La Laguna de Añavieja. Funcionamiento y génesis. *Geogaceta*, 20(6):1258-1260.

Coloma, P., Martinez Gil, F.J. y Sanchez Navarro, J.A. (1996b): El drenaje subterráneo de la Sierra de Cameros en la Cuenca del Ebro y su implicación en la génesis de depósitos marginales evaporíticos miocenos. *Geogaceta*, 20(6): 1264-1266.

Coloma, P., Sanchez Navarro, J.A. y Martinez Gil, F.J. (1996c): Procesos geotérmicos causados por la circulación del agua subterránea en el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión Terciaria del Ebro. *Geogaceta*, 20(3): 749-752.

Coloma, P., Sanchez Navarro, J.A., Martinez Gil, F.J. y San Roman, J. (1996d): Modelizacion matemática del Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresion Terciaria del ebro (sector riojano). primeros resultados. *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas*: Comunicaciones: 189-200.

Cortes, A.L. y Casas Sainz, A.M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Siera de Herrera. *Rev. Soc. Geol. España*, 9:(1-2): 51-66.

Chapman, D.S. & Rybach, L. (1985): Heat flow anomalies and their interpretation. *Jour. Geodynamics*, 4, pp. 3-37.

De Miguel, J.L (1986): Aportación al conocimiento hidrogeológico de la cuenca del Martín. *Tésis de Licenciatura*. Universidad de Zaragoza. 4 tomos. 350 pp. (inédito).

De Miguel, J.L, Martinez Gil, F.J., Sanchez Navarro, J.A. y San Roman, J. (1989): Movilization and Transport of solutes by Groundwater, an example: The Iberian Chain Drainage into the Tertiary Ebro Basin (Spain). *10th IAS Regional Meeting in Sedimentology. Budapest*. pp.70-71.

Dovenji, P., Horvath, F., Liebe, P., Galfi, J. & Erki, I. (1983): Geoterml conditions of Hungary. *Geophys. Trans. of Eotvos lorand Geophysical Institute of Hungary*, 29: 3-114.

Eckstein, Y. (1979): Heat flow and the hydrologic cycle: examples from Israel. In Cermak, V. & Rybach, L.: Terrestrial Heat Flow in Europe, 88-97. Berlín.

Fernandez, M. & Banda, E. (1989): An aproach to the termal field in northeastern Spain. *Tectonophysics*, 164: 259-266.

Garven, A. & Freeze, R.A. (1984a): Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of the stratabound ore deposits. 1: Mathematical and numerical model. Am. *Jour. of Science*, 284: 1085-1124.

Gosnold, W.D. (1985): heat flow and groundwater flow in the Great Plains of the United States. *Jour. Geodynamics*, 4: 247-264.

Goy, A., Gomez, J.J. y Yebenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.

Grimaud, D., Huang, S., Michard, G. & Zheng, K. (1985): Geochemical Study of hot waters of Central Tibet (China). *Geothermics*, 14: 35-48.

Guimera, J. Y Alvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaine Ibérique et la Chaine cotière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 6(2): 339-348.

Guiraud, M. & Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain). In: Strike slip Deformation, Basin formation and Sedimentation (K.T. Biddle & N. Christie-Blick, Eds.). *S.E.M.P. Spec. Publ.*, 37: 159-175.

IGME (1982): Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura-Salamanca-Aragón-Rioja, orientadas a su posibles explotación como recursos geotérmicos. Memoria. Tomo II: Area Aragón-Rioja. (inédito).

ITGE (1987): Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. IGME, 1 vol. 465 pp. + carpeta de 17 planos.

ITGE (1990a): Documentos sobre la Geología del subsuelo de España. t. 6: Ebro-Pirineos. Madrid.

ITGE (1990b): Estudio de la Franja Móvil Mesozoica en la subunidad Fitero-Arnedillo y parte de la de Jubera-Anguiano. 232 pp. y planos.(informe. Inédito).

Magaritz, M. (1987): A new explanation for cyclic deposition in marine evaporite basins: meteoric water input. *Chem. Geol.*, 62: 239-250.

Martinez Gil, F.J., Sanchez Navarro, J.A., De Miguel, J.L. y San Roman, J. (1989): El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Cuenca del Ebro como proceso de transporte de substancias en disolución: sus implicaciones en el transporte de sulfatos. In: Sistemas lacustre neógenos del

margen ibérico de la cuenca del Ebro. *Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo I.G.C.P.* Secret. Public. Univ. de Zaragoza, pp. 57-80.

Mas, J.R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 129-144.

Rouse, J.E. & Sheriff, N. (1980): Major evaporite deposition from groundwater removilized salts. Nature, 285: 470-472.

Salvany, J.M., Muñoz, A. y Perez, A. (1994): Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (lower Miocene). Spain. *Jour. Sed. Res.*, 64, (2): 190-203.

San Roman, J. (1994): Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza). *Tesis Doctoral.* Universidad de Zaragoza. 279 pp. (inédita).

San Roman, J. & Aurell, M. (1992): Paleogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian Basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 99: 101-117.

San Roman, J., Martinez Gil, F.J. y Sanchez Navarro, J.A. (1996): Hidrogeología de los acuíferos kársticos mesozoicos en el interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza). *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas.* Comunicaciones: 157-176.

San Roman, J., Martinez Gil, F.J., Sanchez Navarro, J.A. y Coloma, P. (1996): Las anomalías del gradiente geotérmico y su relación con los flujos subterráneos: los acuíferos kársticos mesozoicos en el interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza). *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas.* Comunicaciones: 177-188.

Sanchez Navarro, J.A., de Miguel, J.L. y Martinez Gil, F.J. (1987): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro y procesos geológico asociados. *II Congr. Geoq. España. Soria*: 3-8.

Sanchez Navarro, J.A., San Roman, J., De Miguel, J.L. y Martinez Gil, F.J. (1990): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro: Aspectos geológicos. *Geogaceta*, 8: 115-118.

Sanchez Navarro, J.A., San Roman, J., De Miguel, J.L., Perez, A., y Martinez Gil, F.J. (1992): Isopiezas y direcciones de flujo regional en el acuífero carbonatado mesozoico del margen Ibérico de la Depresión del Ebro. *Geogaceta*, 11: 122-124.

Sanchez Navarro, J.A., Perez, A. y San Roman, J. (1994): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro: aplicación a los depósitos lacustres marginales del Mioceno superior. *Comunicaciones II Congr. del G.E.T. Simposio* (I.G.C.P. nº 324): 279-282

Sanz Perez, E. (1987): El Karst del Sur y Oeste del Moncayo. *Bol. de Inf. y Estudios*, 47:1-164.

Smith, L. & Chapman, D.L. (1983): On the termal effects of groundwater flow. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 593-608.

Utrilla, R., Orti, F., Pierre, C. y Pueyo, J.J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas terciarias continenetales de la Cuenca del Ebro: relación con los ambientes deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 353-360.

Villena, G., Gonzalez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Perez, A. (1992): Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro. Unidades genéticas. *Acta Geol. Hisp.* 27 (1-2): 225-245.

Williams, R.E. (1970): Groundwater Flow Systems and Accumulation of Evaporite Minerals. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54 (7): 1290-1295.

Manuscrito recibido el 28 de Noviembre de 1996
Aceptado el manuscrito revisado el 7 de Junio de 1997