

GEOQUIMICA DE LAS AGUAS TERMALES CON CO₂ DEL SE DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

J. C. Cerón *, M. Martín-Vallejo ** y L. García-Rossell **

RESUMEN

El hidrotermalismo de las zonas alpinas peninsulares ha sido estudiado bajo diferentes puntos de vista, como son el condicionamiento geológico, la definición y sistematización de sus facies químicas y las temperaturas de base, entre otros, mostrando siempre su notable desarrollo y conexión con anomalías geotérmicas de carácter regional. Una de las cuestiones que parece revestir implicaciones genéticas importantes, así como para la utilización de estas aguas, es su contenido en dióxido de carbono. Se han estudiado veintisiete parámetros fisicoquímicos en veintidós puntos de agua sobre un inventario de cincuenta. La mayoría de los puntos acuíferos estudiados tienen una elevada temperatura, comprendida entre 20 y 41 °C. Las aguas tienen conductividades que varían entre 771 y 5.030 $\mu\text{S cm}^{-1}$, y que se incrementan hacia el Este de los sistemas de fallas de Carboneras-Palomares-Guadalentín. En general, las concentraciones de ion bicarbonato son elevadas, comprendidas entre 3 y 30 meq/l. Las aguas tienen PCO₂ altas, llegándose a medir valores superiores a 1,17 atmósferas y cuyas variaciones espaciales están relacionadas con su proximidad a los sistemas de fallas de Carboneras-Palomares-Guadalentín, los cuales establecen un umbral entre diferentes espesores de la corteza. Todas las aguas se encuentran sobresaturadas en dolomita y subsaturadas en yeso, y en general saturadas en calcita. Los altos contenidos en CO₂ de las aguas, además de los procesos de dedolomitización originados por la disolución de ion sulfato, contribuyen a la formación de travertinos, presentes en muchos de los puntos acuíferos estudiados. El estudio isotópico realizado permite ver que el $\delta^{13}\text{C}$ tiene valores comprendidos entre -8,1 y -3,1‰, señalando la existencia de cantidades no despreciables de CO₂ de origen profundo. El sistema hidrotermal de esta zona está relacionado con el propuesto «Cinturón de CO₂ Perialpino», asociado aquí a una serie de grabens con actividades sísmica y neotectónica.

Palabras clave: Aguas termales, hidrogeoquímica, CO₂, neotectónica, SE Cordilleras Béticas.

ABSTRACT

The hydrothermalism of the south-east peninsular Alpine zone has been studied under different points of view, such as the geological control, the definition and systematizing of its chemistry types and base temperatures, among others, showing always its notable development and its connection with geothermal anomalies of regional character. One of the problems that seems to carry important genetic implications, as well as implications for the utilization of this water, is the content in carbon dioxide. Twenty-seven physico-chemical parameters in twenty-two water points on a fifty inventory have been studied. High temperatures were recorded for almost all the sampling points, varying between 20 and 41 °C. The waters have conductivity between 771 and 5030 $\mu\text{S cm}^{-1}$ and increased to the east of the faults systems of Carboneras-Palomares-Guadalentín. In general, the concentration in bicarbonate was high, between 3 and 30 meq/l. The waters present high PCO₂, being arrived to measure values over 1.17 atmospheres and whose spatial variations are related to the proximity to the faults systems of Carboneras-Palomares-Guadalentín, the one which establishes a threshold between different thicknesses of the crust. Chemical equilibrium modelling shows that the waters are oversaturated in dolomite, in

* Departamento de Geología. Universidad de Huelva. 21819 Palos de la Frontera (Huelva). E-mail: ceron@uhu.es.

** Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada). Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. 18071 Granada. E-mail: lrossell@goliath.ugr.es.

general saturated in calcite, and undersaturated in gypsum. The high content in CO₂, besides the process of dedolomitization caused by the addition of SO₄⁼ to the system, helps the formation of travertines in many of the studied points. Isotopic studies show that δ¹³C values are in the range -8.1 to -3.1‰, and reveals that there is an insignificant CO₂ supply of deep origin. The hydrothermal system of this zone is related to the proposed «CO₂ Alpine Belt», associated here with a series of grabens with seismic and neotectonic activities.

Key words: *Thermal waters, hydrogeochemistry, CO₂, neotectonic, SE Betic Range.*

Introducción

Dentro de la península Ibérica, y especialmente en su mitad meridional, las Cordilleras Béticas presentan numerosas manifestaciones hidrotermales (Cruz-San Julián y García-Rossell, 1975), relacionadas con la actividad tectónica del área y asociadas, en muchos casos, con un contenido elevado en CO₂ (Ceron, 1997; Martín-Vallejo 1997b), lo que sugiere su ubicación dentro de la banda de CO₂ propuesta por Maisonneuve y Risler (1979).

En numerosas partes del mundo, tales como en el cinturón circum-Pacífico, Europa, Asia Menor y Africa, se describen aguas con un alto contenido de CO₂. Estas áreas se caracterizan por presentar una actividad sísmica elevada y ser el CO₂ de origen endógeno y relacionado con procesos de desgasificación del manto o de termometamorfismo de rocas carbonatadas (Barnes *et al.*, 1978; Maisonneuve y Risler, 1979; Blavoux *et al.*, 1982; Batard *et al.*, 1982; Yerriah, 1986; Bakalowicz *et al.*, 1987; Kharraka *et al.*, 1988; Tiercelin *et al.*, 1993; Hadzisehovic *et al.*, 1993; Pauwels *et al.*, 1997).

El área estudiada se encuentra en el extremo sureste de España y comprende desde el suroeste de la provincia de Murcia hasta el extremo noreste de la provincia de Almería (fig. 1). De acuerdo con Vallejos-Izquierdo *et al.* (1994) y Cerón (1997), las precipitaciones varían entre 180 y 407 mm y la temperatura media anual es de 16,7 °C. En esta zona se han identificado alrededor de cincuenta manifestaciones hidrotermales, siendo las más conocidas las de los Baños de Fuencaliente, Baños Cela, Baños de Alhama de Murcia, Sierra Almagrera, Los Guiraos y Alto Guadalentín.



Fig. 1.—Localización del área de estudio.

Ambito geológico

Desde el punto de vista geológico (fig. 2), el sector estudiado se encuentra dentro de las Cordilleras Béticas, en la parte oriental del Dominio de Alborán o Zonas Internas (Balanyá y García-Dueñas, 1987), y que se estructura en un basamento formado por materiales paleozoicos y triásicos y en una cobertura neógena que ocupa las fosas de hundimiento y origina la actual morfoestructura de depresiones. Este basamento está formado por los Complejos Nevado-Filábride (compuesto por esquistos, cuarcitas, gneises, calizas con yeso y mármoles, de edad Pérmico-Triásico superior), Alpujárride (constituido por micasquistos, filitas, evaporitas, cuarcitas, metaconglomerados y areniscas de edad Paleozoico; también por calizas, calizas domíticas y dolomías de edad Triásico) y Maláguide (formado por areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas de edad Pérmico-Triásico).

El relleno de las depresiones está constituido por conglomerados, margas, margocalizas, margas con yeso y areniscas, y calcarenitas localmente afectadas por intrusiones de basaltos y riolacitas de edad Mioceno (Barragán, 1997). Por último, y sobre

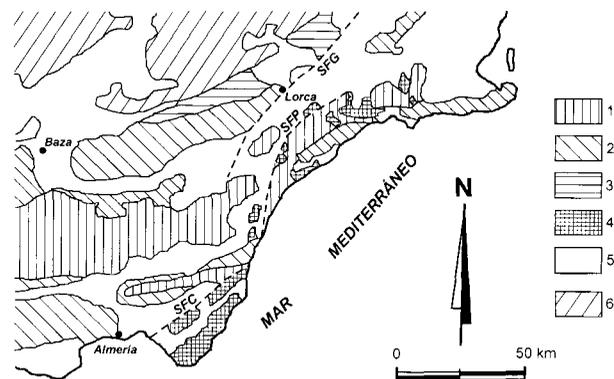


Fig. 2.—Mapa geológico del área estudiada (modificado de Sanz de Galdeano, 1990). SFC: sistema de fallas de Carboneras; SFP: sistema de fallas de Palomares; SFG: sistema de fallas del Guadalentín. 1, 2 y 3: Dominio de Alborán (1: Nevado-Filábride; 2: Alpujárride; 3: Maláguide); 4 Volcanismo neógeno; 5: Sedimentos miocenos y plio-cuaternarios; 6: Dominio Sur Ibérico.

todos los anteriores, se encuentran conglomerados y arenas con intercalaciones de limos y arcillas, de edad Plioceno-Cuaternario.

Tectónica

El área estudiada se caracteriza fundamentalmente por la presencia de sucesivas unidades de cabalgamiento preneógenas afectadas posteriormente por una amplia zona de fracturas, entre las que destacan los sistemas de fallas sinextrasas de salto en dirección de Carboneras-Palomares-Guadalentín (Sanz de Galdeano, 1990). Estos sistemas presentan también grandes movimientos en la vertical y afectan a la terminación oriental de las fallas del Sur de Sierra Nevada (Weijermars, 1987); su continuación hacia el Norte origina una serie de grabens que conectan con el denominado «rif abortado del Rhin». El fuerte flujo térmico que existe en la cuenca Norbalear, y que se prolonga hacia el SW por el mar, pasando por Almería hacia la cuenca de Alborán, parece indicar un adelgazamiento cortical en esta área (Vegas *et al.*, 1980).

La actividad de los sistemas de fallas Carboneras-Palomares-Guadalentín origina una inestabilidad sísmica en la región, produciendo microterremotos casi diarios y ocasionalmente terremotos de cierta intensidad (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995; López-Casado *et al.*, 1995). Datos geofísicos, petrológicos y de columnas de sondeos petrolíferos muestran que la corteza tiene distinta naturaleza y espesor a ambos lados de estos sistemas. Al Oeste de estos sistemas, la corteza está formada por cuatro capas y tiene un espesor aproximado de 38 km (fig. 3), mientras que hacia el Este únicamente por tres capas, de mayor densidad que las anteriores y con espesores que se reducen rápidamente hacia el sureste a 23 km (Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994). El magmatismo postorogénico en la región, desarrollado principalmente durante el Mioceno, es muy complejo en cuanto a su geoquímica, interpretándose éste como expresión del adelgazamiento cortical. López-Ruiz y Rodríguez-Badiola (1980) encuentran cinco series o asociaciones: calco-alcalina, calco-alcalina potásica, shoshonítica, ultrapotásica y basáltico alcalina.

Albert-Beltrán (1979) puso de manifiesto en las Cordilleras Béticas orientales la existencia de un gradiente de temperatura relativamente elevado, entre 41 y 56° C/km; igualmente, encuentra valores de flujo térmico altos, mayores a 35 mWm⁻² (estando próximo a 56 mWm⁻² en el área de Cartagena), que superan ampliamente los 13 mWm⁻² de la zona de la meseta central. Por tanto, estos sistemas de fallas delimitarían en las Zonas Internas de las Cor-

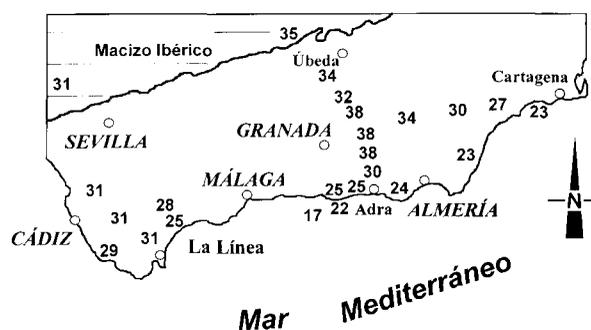


Fig. 3.—Profundidad de la Moho (km) en las Cordilleras Béticas (modificado de Banda *et al.*, 1993).

dilleras Béticas dos dominios de corteza diferente y situados en la vertical de un manto anómalo.

De igual modo, se debe considerar la existencia de una fase metalogénica de carácter hidrotermal y de edad Tortoniense superior (Hernández *et al.*, 1987). El control del emplazamiento de las diferentes mineralizaciones es principalmente estructural, encontrándose las más importantes en los bordes de grabens y en las intersecciones de fracturas menores que cortan a los sistemas de fallas Carboneras-Palomares-Guadalentín. Esta fase metalogénica hidrotermal —con casi todos los elementos característicos: Sn, Sb, W, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, As y Ti, entre otros (David, 1989)— originó la formación de importantes yacimientos, los cuales guardan relación, cuanto menos espacial, con las elevadas concentraciones en ciertos elementos minoritarios que muestran muchas de las aguas de la región (Martín-Vallejo, 1997b; Cerón, 1997).

Características fisicoquímicas de las aguas

Con objeto de conocer las características fisicoquímicas de las aguas se tomaron muestras en ocho manantiales y en catorce sondeos (fig. 4), alineados transversalmente a los sistemas de fallas de Carboneras-Palomares-Guadalentín. Los puntos acuíferos 1 a 9 están situados en la cuenca del Almanzora, los puntos 10 a 12 en el acuífero de Pulpí, los puntos 13 a 21 en el acuífero del Alto Guadalentín y el punto 22 en Alhama de Murcia. Los resultados de las variables determinadas se muestran en la tabla 1. La conductividad se obtuvo mediante conductimetría directa, el pH por potenciometría directa, la temperatura por termometría directa, el Cl⁻ y el HCO₃⁻ por colorimetría, el SO₄²⁻ por turbidimetría mediante espectrofotometría y el resto de los iones por espectrometría de plasma (ICP).

La representación en diagramas de Stiff (fig. 4) permite ver la variación espacial en relación con el

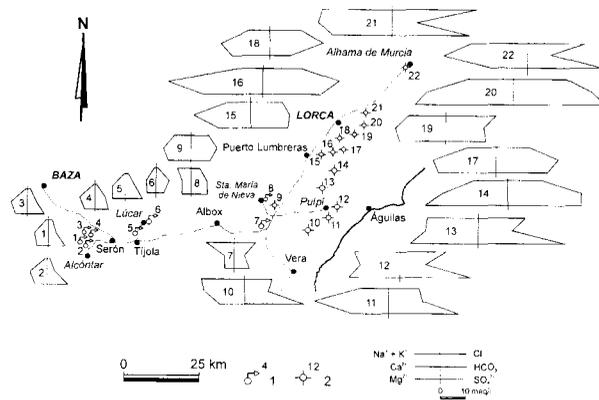


Fig. 4.—Situación de los puntos acuíferos estudiados y diagramas de Stiff de las muestras tomadas. 1: manantial y su número; 2: sondeo y su número.

contenido de los iones mayoritarios; de acuerdo con ella, se observa que las aguas muestran un aumento de la salinidad a medida que nos desplazamos hacia el Este de los sistemas de fallas Carboneras-Palomares-Guadalentín. La facies hidroquímica de las aguas son variadas; así, se encuentran las facies: sulfatada cálcica (muestras 1, 2, 3, 4, 11 y 22), sulfatada sódica (muestra 10), sulfatada cálcico-magnésica (muestra 5), sulfatada sódico-magnésica (muestras 12 y 13), sulfatada-bicarbonatada cálcica (muestras 15 y 16), sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica (muestras 14, 17 y 20), sulfatada-bicarbonatada sódica (muestra 8), sulfatada-clorurada cálcico-magnésica (muestras 19 y 21), bicarbonatada cálcica (muestra 6), bicarbonatada cálcico-magnésica (muestra 18) y clorurada sódica (muestra 7). Esta gran variedad de tipos permite ver que no podemos asignar una facies hidroquímica a las aguas termales en cuanto a elementos mayoritarios, tal como ya fue puesto de manifiesto por Cruz-San Julián y García-Rossell (1975) y Martín-Vallejo (1996, 1997a y b), entre otros autores.

Las aguas estudiadas tienen temperaturas comprendidas entre 20 y 41 °C —lo que las sitúa dentro del grupo de aguas termales según los diferentes criterios de termalismo existentes (Martín-Vallejo, 1997b)—, su conductividad es alta, con valores situados entre 771 y 5.030 $\mu\text{S cm}^{-1}$, y el pH varía entre ácido y básico, estando comprendido entre 6,09 y 7,82.

En relación con la PCO_2 , las aguas muestran valores comprendidos entre 0,003 y 1,165 atmósferas, siendo un gran número de ellos superiores al valor medio de las aguas subterráneas (10^{-2} atmósferas). La concentración de ion bicarbonato también llega a ser elevada, estando entre 3 y 29,9 meq/l (la cual

aumenta hacia el Este, donde se encuentran los sistemas de fallas Carboneras-Palomares-Guadalentín y la corteza está más adelgazada). El ion carbonato también se determinó aunque no se encontró concentración alguna, lo que se justifica por los valores de pH encontrados. Las altas PCO_2 y concentración de bicarbonato de las aguas también se manifiestan en numerosos puntos acuíferos del sureste de la península Ibérica y originan, en algunas zonas, graves problemas en la explotación y utilización del agua (Ceron y Pulido-Bosch, 1993 y 1996).

Las concentraciones obtenidas de los iones minoritarios analizados muestran que existe un enriquecimiento en la mayoría de ellos, además de lo que cabría esperar dado el carácter termal de las aguas estudiadas, especialmente al Este de los sistemas de fallas principales, donde la corteza se encuentra más adelgazada. Así, se pueden encontrar concentraciones de sílice de hasta 5,8 meq/l (muestra 14) y de litio de hasta 0,7 meq/l (muestra 10). Los contenidos en estroncio son en general relativamente altos, alcanzando los 0,3 meq/l en la muestra 14; estos valores explicarían que en el área de estudio se encuentren un gran número de yacimientos de estroncio asociados con aguas termales (García-Rossell y Martín-Vallejo, 1994, Martín-Vallejo, 1997b).

En la tabla 1 también se muestran algunas relaciones iónicas que permiten apreciar ciertas características geoquímicas de las aguas estudiadas. la relación $\text{Cl}/\text{SO}_4^{2-}$, que varía entre 0,09 y 1,67, permite apreciar la mayor o menor relación que pueden tener las muestras con respecto a la disolución de las rocas evaporíticas —fundamentalmente sales cloruradas y sulfatadas— presentes en el contexto geológico estudiado. Así, se distingue un primer grupo formado por las muestras 1, 2, 3, 4, 5 y 6, con los valores más bajos de esta relación (entre 0,09 y 0,21) y que reúnen a las aguas que se asocian a la disolución de sales evaporíticas (preferentemente sulfatadas), si bien éstas contribuyen de forma menos importante —a diferencia de lo que sucede en el resto de las muestras— a la salinidad total de las aguas, dado que tienen las conductividades más bajas (entre 771 y 1.229 $\mu\text{S/cm}$). En el resto de las muestras los valores de esta relación son más elevados, aunque inferiores a uno, señalando un predominio de la disolución de sales sulfatadas, excepto en las muestras 7, 18, 19 y 21 donde los valores son superiores a uno, indicando una circulación preferente de las aguas por rocas evaporíticas cloruradas.

Al igual que sucedía en la relación anteriormente comentada, la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ también reúne a un grupo formado por las muestras 1, 2, 3, 4, 5 y 6, que tienen los valores más elevados de esta relación (comprendidos entre 6,4 y 19,4) y más bajos de

Tabla 1.—Características fisicoquímicas de las aguas analizadas y relaciones iónicas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Temperatura (°C)	23,9	22,3	21,1	22,6	24,5	20,7	21,4	19,7	20,9	33,4	31,8
pH	7,17	7,28	7,01	7,50	7,47	7,82	7,80	6,89	6,96	6,65	6,92
Conductividad (μS/cm)	1.111	1.229	1.141	977	856	771	1.887	1.418	2.325	3.925	3.390
PCO ₂ (atmósferas)	0,0123	0,0087	0,0183	0,0071	0,0077	0,0042	0,0033	0,0423	0,0579	0,1128	0,0852
Cl ⁻	1,41	1,02	1,02	0,45	1,21	0,28	8,21	3,22	6,66	10,80	11,79
SO ₄ ²⁻	6,64	8,02	6,64	5,08	6,79	2,75	5,81	6,23	7,47	22,86	26,92
HCO ₃ ⁻	3,20	3,00	3,39	4,00	4,00	5,00	3,80	6,00	10,00	8,80	12,97
Ca ²⁺	5,24	6,54	6,29	5,89	4,74	3,79	3,84	3,49	10,48	15,42	28,69
Mg ²⁺	4,20	4,69	4,52	3,78	4,69	3,54	3,62	3,70	8,64	9,38	13,90
Na ⁺	0,74	0,70	0,57	0,35	0,35	0,43	10,70	5,35	6,39	16,05	8,83
K ⁺	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,10	0,13	0,07	0,08	0,42	2,15
Li ⁺	0,026	0,035	0,035	0,027	0,022	0,006	0,029	0,004	0,035	0,690	0,060
Sr ²⁺	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,02	0,03	0,02	0,07	0,18	0,21
SiO ₂	0,93	0,93	0,93	1,07	0,73	0,80	0,93	1,40	4,00	1,33	2,27
Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	0,21	0,13	0,15	0,09	0,18	0,10	1,41	0,52	0,89	0,47	0,44
Cl ⁻ /Na ⁺	1,91	1,46	1,79	1,29	3,46	0,65	0,77	0,60	1,04	0,67	1,34
SO ₄ ²⁻ /Na ⁺	8,97	11,46	11,65	14,51	19,40	6,40	0,54	1,16	1,17	1,42	3,05
Cl ⁻ +SO ₄ ²⁻ /HCO ₃ ⁻	2,52	3,01	2,26	1,38	2,00	0,61	3,69	1,58	1,41	3,83	2,98
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Temperatura (°C)	26,9	24,8	27,7	28,8	29,4	27,5	29,4	26,4	24,8	24,1	41,4
pH	7,10	7,01	6,09	6,90	6,32	6,42	6,35	6,93	6,40	7,38	6,80
Conductividad (μS/cm)	3.612	3.518	4.289	2.510	3.790	3.480	2.710	3.340	5.030	4.740	3.800
PCO ₂ (atmósferas)	0,0373	0,0626	1,165	0,1031	0,7274	0,4673	0,4943	0,0881	0,579	0,0197	0,0808
Cl ⁻	17,43	17,91	13,14	12,19	16,61	12,69	12,47	19,04	20,28	32,49	21,86
SO ₄ ²⁻	26,98	33,21	27,76	14,47	22,46	19,72	7,45	15,30	35,17	29,48	29,15
HCO ₃ ⁻	8,97	12,75	28,06	15,16	29,28	23,64	20,24	14,34	29,90	9,56	8,36
Ca ²⁺	15,42	20,11	24,55	21,71	36,28	23,85	18,96	19,21	32,54	28,14	31,64
Mg ²⁺	19,58	26,08	31,35	12,26	22,54	21,80	14,64	17,61	37,27	22,38	12,59
Na ⁺	16,00	17,57	11,53	7,48	8,00	8,87	6,26	12,53	15,49	24,66	18,49
K ⁺	1,43	1,97	1,46	1,74	1,79	1,97	1,82	1,82	2,10	1,99	3,02
Li ⁺	0,088	0,033	0,027	0,013	0,031	0,042	0,031	0,032	0,068	0,043	0,227
Sr ²⁺	0,15	0,24	0,30	0,21	0,22	0,17	0,09	0,11	0,18	0,19	0,19
SiO ₂	2,13	2,53	5,80	2,83	4,47	5,20	3,60	3,33	3,60	2,40	4,67
Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	0,65	0,54	0,47	0,84	0,74	0,64	1,67	1,24	0,58	1,10	0,75
Cl ⁻ /Na ⁺	1,09	1,02	1,14	1,63	2,08	1,43	1,99	1,52	1,31	1,32	1,18
SO ₄ ²⁻ /Na ⁺	1,69	1,89	2,41	1,93	2,81	2,22	1,19	1,22	2,27	1,20	1,58
Cl ⁻ +SO ₄ ²⁻ /HCO ₃ ⁻	4,95	4,01	1,46	1,76	1,33	1,37	0,98	2,39	1,85	6,48	6,10

* PCO₂ obtenida mediante el programa Solmineq.88 (Kharaka *et al.*, 1988); iones en meq/l.

conductividad, separando al resto con valores mucho más bajos de la misma relación y comprendidos entre 0,54 y 3,05. Este mismo hecho se puede apreciar en las representaciones de los contenidos en sodio de las muestras con respecto a los iones cloruro (fig. 5a) y sulfato (fig. 5b), y en la de las relaciones Cl⁻/Na⁺ y SO₄²⁻/Na⁺ (fig. 5c).

La relación Cl⁻+SO₄²⁻/HCO₃⁻ está comprendida entre 0,61 y 4,95; los valores bajos de esta relación se deberían fundamentalmente a la circulación preferente de las aguas por rocas carbonatadas (como por ejemplo, en la muestra 6, obtenida en una surgencia situada en mármoles) y/o a una contaminación endógena de CO₂. La representación de los contenidos en Cl⁻+SO₄²⁻ y HCO₃⁻ (fig. 5d) permite discriminar a las muestras en tres grupos principa-

les. Así se tiene un primer grupo formado por las muestras 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8, y que tienen los valores de PCO₂ más bajos (entre 0,003 y 0,042 atmósferas); en situación intermedia se tiene a un segundo grupo constituido por las muestras 9, 15, 10, 19, 11, 12, 22, 13 y 21, con los valores de PCO₂ comprendidos entre 0,037 y 0,113 atmósferas; finalmente, se tiene un tercer grupo que reúne a las muestras 18, 17, 14, 16 y 20 con los valores de PCO₂ más altos (entre 0,467 y 1,165 atmósferas). El hecho de que las muestras del segundo y tercer grupo se hayan obtenido de puntos acuíferos situados en materiales detríticos (gravas y arenas principalmente) y próximos a los sistemas de fallas Carboneras-Palomares-Guadalentín lleva a pensar que el aumento de CO₂ se debe a un aporte de CO₂ endógeno.

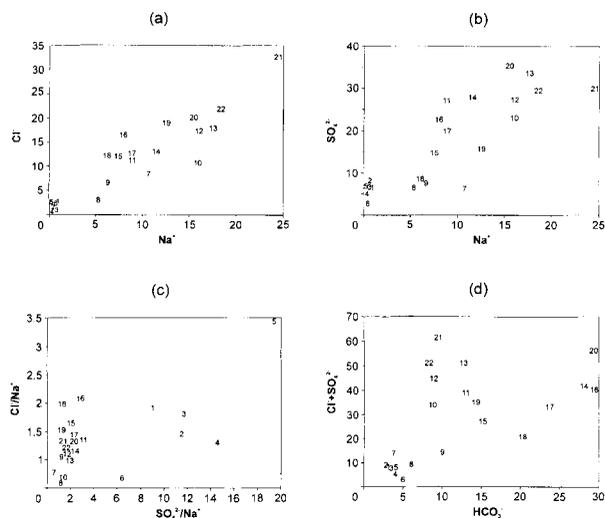


Fig. 5.—Representación de algunas relaciones iónicas de interés.

El estudio de los índices de saturación de las muestras se realizó mediante el programa Solmineq.88 (Kharaka *et al.*, 1988). De acuerdo con la litología del área estudiada se han seleccionado los minerales calcita, dolomita y yeso (fig. 6). Con respecto al valor del índice de saturación del yeso, todas las muestras se encuentran subsaturadas en este mineral, excepto las n.ºs 11, 16, 20, 21 y 22 que están próximas al equilibrio. En cuanto a los minerales carbonatados, se observa que la práctica totalidad de las muestras están saturadas en calcita —excepto las n.ºs 1, 3 y 8— y sobresaturadas en dolomita.

Las condiciones litológicas del reservorio hacen que aceptemos que las aguas están en situación de equilibrio respecto a la calcita y la dolomita. El hecho de encontrar valores del índice de saturación de la dolomita muy por encima de cero, señalaría que han existido diferentes procesos que afectan a los índices de saturación de los minerales carbonatados considerados. Así, se encuentra que las muestras con más alto pH son las que tienen un mayor valor del índice de saturación de la dolomita y de la calcita, lo que implica que la sensibilidad del IS de estos minerales estaría controlada por la variación del pH. Estos cambios de pH pueden ser debidos a la pérdida de CO₂ de la solución acuosa, y que justifica la precipitación de calcita (y sus bajos índices de saturación en la solución) en muchas de las surgencias estudiadas.

Esta pérdida de CO₂ parece estar asociada a un proceso de dedolomitización, provocado por la disolución de sulfato de calcio en el agua. Esto está justificado además, por el bajo índice de correlación del bicarbonato con el sulfato y el cloruro ($r = 0,57$

y $r = 0,51$ respectivamente), lo que muestra dos procesos de mineralización diferentes. La alta correlación entre el sulfato y el calcio ($r = 0,83$) debido a la disolución de yeso y la alta correlación entre sulfato y el magnesio ($r = 0,84$) serían indicadoras de un proceso de disolución de la dolomita, quedando la precipitación de calcita como responsable de la disminución de bicarbonato en el agua y por lo tanto, del relativamente bajo índice de correlación entre el bicarbonato y el calcio ($r = 0,78$).

Discusión

Las anomalías positivas del campo geotérmico en el área estudiada —y que son la continuación de la zona de flujo de calor elevado que se extiende desde Valencia, pasando por Alicante y Murcia, y se dirige por Almería y Granada hasta el mar de Alborán (Albert-Beltrán, 1979)— y la existencia de los grandes sistemas de fallas, principalmente los de Carboneras-Palomares-Guadalentín —y que originan un adelgazamiento de la corteza y un ascenso del manto (Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994)—, parecen suponer la continuación en el sureste de España de la tectónica de rifting señalada por Banda *et al.* (1980); ésta se extendería desde el mar de Alborán, pasando por las Zonas Internas, hasta los Pirineos y originaría numerosas estructuras en graben como las del Almanzora y del Guadalentín. A su vez, este proceso de rifting y adelgaza-

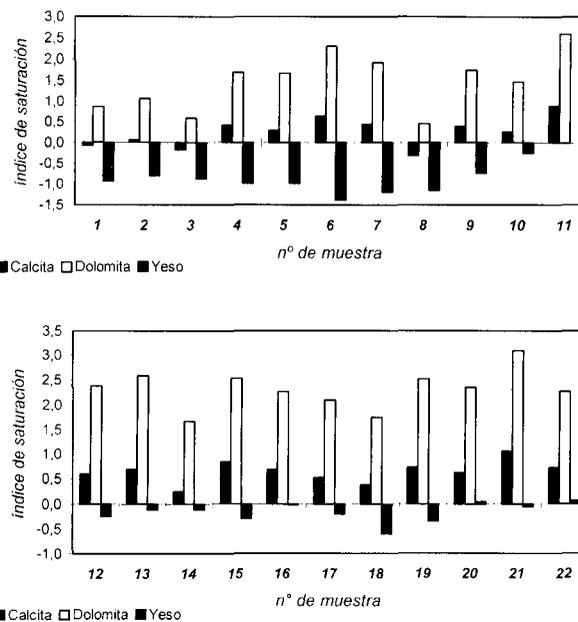


Fig. 6.—Representación de los índices de saturación estudiados.

miento cortical no puede ser razonablemente separado del que tuvo lugar en las áreas del Mediterráneo Occidental y que dio lugar a la formación, entre otras, de las fosas del Rin y del Ródano, y de la cuenca Argelo-Provenzal (Sanz de Galdeano, 1997). Esta anomalía térmica también se manifestó en la zona estudiada por un gran número de procesos volcánicos, plutónicos, metalogénicos e hidrotermales (Larouzière *et al.*, 1998; Puga *et al.*, 1989; Cerón, 1997; Martín-Vallejo, 1997b). Las aguas de los puntos acuíferos estudiados, con valores de temperatura que indican su carácter termal y las concentraciones elevadas en determinados iones, también serían el reflejo en superficie de esta anomalía y de los procesos asociados a ella.

Dentro de este contexto geodinámico se encuentran algunas de las aguas analizadas con elevadas PCO₂ y concentración de bicarbonatos (tabla 1). De acuerdo con el contenido en isótopo de ¹³C, el CO₂ puede proceder del manto superior (-8 < δ¹³C‰ < -4, Blavoux y Dazy, 1990; Ciekowski *et al.*, 1992; Simmons y Christenson, 1994), de la actividad biogénica en el suelo (-22 < δ¹³C‰ < -25, Landmeyer y Stone, 1995; Dai *et al.*, 1996) y del metamorfismo de rocas carbonatadas (δ¹³C‰ > -2, Wexsteen *et al.*, 1988; Bailey, 1989; Kerrick y Caldeira, 1994; Arthaud *et al.*, 1994). Los valores de δ¹³C encontrados, entre -8,1 y -3,8‰ en el acuífero del Alto Guadalentín (Cerón, 1997) y entre -10,4 y 6,0‰ en la Cuenca del Almanzora (Martín-Vallejo, 1997b), indicarían que el CO₂ de las aguas tiene fundamentalmente un origen profundo, del manto superior y de las rocas carbonatadas sometidas a metamorfismo. En apoyo de este último origen se ha invocado la existencia de procesos de metasomatismo en rocas calizas del Triásico alpino que, además del CO₂, también habrían sido los causantes de los extensos depósitos de talco existentes en la región descritos por Acosta (1979) y Martín-Vallejo (1997b).

Por otra parte, la pérdida del CO₂ de las aguas en condiciones superficiales, podría explicar la existencia de los numerosos depósitos de travertinos encontrados en la cuenca del Almanzora, y que están asociados a manantiales termales y formados únicamente por calcita, sin que aparezca en ellos sílice. La ausencia de cualquier forma de sílice precipitada se explicaría por el hecho de que las aguas ricas en CO₂ son ácidas y esta acidificación del agua no favorece la puesta en solución de la sílice (Martín-Vallejo, 1997b).

Conclusiones

El área de estudio ha resultado de gran interés desde el punto de vista del hidrotermalismo, espe-

cialmente el ligado a cantidades importantes de CO₂ libre disuelto en el agua. Se han situado y estudiado más de cincuenta manifestaciones termales ricas en CO₂, de las cuales se exponen los resultados referentes a las más significativas. En un gran número de éstas se tienen valores superiores al contenido medio de las aguas subterráneas, llegándose a un valor máximo de PCO₂ de 1,17 atmósferas. El fenómeno hidrotermal aquí descrito, constituye la manifestación superficial de una serie de procesos geológicos profundos que tienen lugar en la región. Así, el hecho de que las aguas termales tengan una elevada concentración de bicarbonatos y de CO₂ libre permite pensar que el «Cinturón de CO₂ Perialpino» propuesto por Maisonneuve y Risler (1979) se prolonga por el sureste de España. Tal hipótesis se confirma por el hecho de que la zona descrita forma parte del cinturón de graben que se extiende desde el SE peninsular hasta el rift abortado del Rin. Este cinturón de graben está asimismo ligado a una zona de adelgazamiento cortical, que justifica los flujos de calor medidos y que son netamente superiores a los definidos en otras áreas próximas. Otro aspecto que evidencia las implicaciones profundas está dado por el origen del CO₂. Los datos isotópicos de δ¹³C indican que el CO₂ es de origen profundo, muy probablemente ligado al metamorfismo de rocas carbonatadas; a este mismo metasomatismo se asigna la génesis de los extensos depósitos de talco descritos en la región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con los Proyectos AMB92-0211 y AMB95-0493 (JCC), y NAT-0.622/90 y LUCDME (Ministerio de Agricultura) (MMV y LGR).

Referencias

- Acosta, A. (1979). *Estudio mineralógico y genético de los yacimientos de talco del SE de España (Almería, Granada y Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 186 págs.
- Albert-Beltrán, J. (1979). Heat flow and temperatura gradient data from Spain. En: *Terrestrial Heat Flow in Europe* (V. Cermak and L. Rypach, edit.) Springer-Verlag, 261-266.
- Arthaud, F.; Dazy, J., y Grillot, J. C. (1994). Distribution of deep carbon dioxide in relation to the structure and tectonic evolution of south-east France. *Geodinamica Acta*, 7, 86-102.
- Bailey, D. K. (1989). Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of South-East Zambia. *Nature*, 338, 415-418.
- Bakalowicz, M.; Ford, D.; Miller, T.; Palmer, A., y Palmer, V. (1987). Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. *Geol. So. Amer. Bull.*, 99, 729-738.

- Balanyá, J. C., y García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 929-933.
- Banda, E.; Ansorge, J.; Boloix, M., y Córdoba, D. (1980). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Letters*, 49, 219-230.
- Banda, E.; Gallart, J.; García-Dueñas, V.; Dañoibeitia, J., y Makris, J. (1993). Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- Barnes, I.; Irwin, W., y White, D. (1978). Global distribution of carbon dioxide discharges, and major zones of seismicity. Open File Report. US Geol. Surv. Menlo Park, CA. US Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 78-39.
- Barragán, G. (1997). Algunos datos sobre la actividad hidrotermal pliocena al Oeste de Cuevas del Almanzora. Encuadre geológico y cronológico de las manifestaciones magmáticas e hidrotermales de la depresión de Vera (provincia de Almería). En: *Recursos Naturales y Medio Ambiente en el Sudeste Peninsular* (L. García-Rossell y A. Navarro, edit.), Instituto de Estudios Almerienses, 205-223.
- Batard, F.; Baubron, J.; Bosch, B.; Marcé, A., y Risler, J. (1982). Isotopic identification of gases of a deep origin in French thermomineral waters. *J. Hydrol.*, 56, 1-21.
- Berrad, F. (1997). *Génesis y evolución de badlands: factores geomecánicos condicionantes y aspectos erosivos (Cuenca del Almanzora, Provincia de Almería)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 265 págs.
- Blavoux, B.; Dazy, J., y Sarrot-Reynauld, J. (1982). Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *J. Hydrol.*, 56, 23-38.
- Blavoux, B., y Dazy, J. (1990). Caractérisation d'une province à CO₂ dans le bassin du SE. *Hydrogéologie*, 4, 241-252.
- Cerón, J. C., y Pulido-Bosch, A. (1993). Considérations géochimiques sur la contamination par le CO₂ des eaux thermominérales de l'aquifère surexploité de l'Alto Guadalentín (Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, 1121-1127.
- Cerón, J. C., y Pulido-Bosch, A. (1996). Groundwater problems resulting from CO₂ pollution and overexploitation in Alto Guadalentín aquifer (Murcia, Spain). *Environ. Geol.*, 28, 223-228.
- Cerón, J. C. (1997). *Hidrogeoquímica del acuífero del Alto Guadalentín (Murcia)*. G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Granada, 276 págs.
- Ciezkowski, W.; Groning, M.; Lesniak, P.; Weise, S., y Zuber, A. (1992). Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *J. of Hydrol.*, 140, 89-117.
- Cruz-San Julián, J., y García-Rossell, L. (1975). Termalismo en España Meridional. *Bol. Geol. Min.*, 86, 179-186.
- Dai, J.; Song, Y.; Dai, Ch., y Wang, D. (1996). Geochemistry and accumulation of carbon dioxide gases in China. *AAPG Bull.*, 80, 1645-1626.
- David, D. (1989). California's Unique Geologic History and its role in mineral formation. *U.S. Geol. Jour.*, 2431, 43 págs.
- García-Dueñas, V.; Banda, E.; Torné, M.; Córdoba, D., y Esci-Béticas Working Group (1994). A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- García-Rossell, L., y Martín-Vallejo, M. (1994). Relación hidrotermalismo-yacimientos de estroncio en el SE peninsular. *Pub. Esp. Instituto Español de Oceanografía*, 7, 175-151.
- Hadzisehovic, M.; Miljevic, N.; Sipka, V.; Gologocanin, D., y Popovic, R. (1993). Isotopic analysis of ground-water and carbonate system in the Surdulica geothermal aquifer. *Radiocarbon*, 35, 277-286.
- Hernández, J.; Larouzière, F.; Bolze, J., y Bordet, P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán. *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 257-267.
- Kerrick, D., y Caldeira, K. (1994). Metamorphic CO₂ degassing and early Cenozoic paleoclimate. *GSA Today*, 4, 57-65.
- Kharaka, Y.; Ambats, G.; Evans, W., y White, A. (1988). Geochemistry of water at Cajon Pass, California: Preliminary results. *Geophys. Res. Letters*, 15, 1037-1040.
- Landmeyer, J., y Stone, P. (1995). Radiocarbon and $\delta^{13}\text{C}$ values related to ground-water recharge and mixing. *Ground Water*, 33, 227-234.
- Larouzière, F.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernández, J.; Montenat, C., y Ott D'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alborán shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- López-Casado, C.; Sanz de Galdeano, C.; Delgado, J., y Peinado, M. A. (1995). The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248, 277-292.
- López-Ruiz, J., y Rodríguez-Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geol.*, 36, 5-63.
- Maisonneuve, J., y Risler, J. (1979). La ceinture périalpine «carbo-gazeuse» de l'Europe occidentale. *Bulletin du BRGM*, 3, 109-120.
- Martín-Vallejo, M. (1996). Características hidroquímicas de las aguas termales de la Cuenca del Río Almanzora (Almería). *IV Siaga*, 2, 135-144.
- Martín-Vallejo, M. (1997a). Aguas termales en la provincia de Almería. Un recurso insuficientemente investigado y explotado. En: *Recursos Naturales y Medio Ambiente en el Sudeste Peninsular* (L. García-Rossell y A. Navarro, edit.). Instituto de Estudios Almerienses, 135-144.
- Martín-Vallejo, M. (1997b). *El sistema hidrotermal de la Cuenca del río Almanzora (N de la Provincia de Almería)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 302 págs.
- Pauwels, H.; Fouillac, C.; Goff, F., y Vuataz, F. D. (1997). The isotopic and chemical composition of CO₂-rich thermal waters in the Mont-Dore region (Massif-Central, France). *Applied Geochem.*, 12, 411-427.
- Puga, E.; Portugal, M.; Díaz de Federico, A.; Bargossi, G., y Morten, L. (1989). The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the mesozoic. *Geodinamica Acta*, 3, 253-266.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

- Sanz de Galdeano, C. (1997). *La zona interna Bético-Rifeña*. Universidad de Granada, Granada, 316 págs.
- Sanz de Galdeano, C.; López-Casado, C.; Delgado, J., y Peinado, M. A. (1995). Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- Sanz de Galdeano, C. (1995). *La zona interna bético-rifeña*. Monográfica Tierras del Sur, Granada, 316 págs.
- Simmons, S., y Christenson, B. (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal systems. *Amer. J. Sci.*, 294, 361-400.
- Tiercelin, J. J.; Pflumio, C.; Castrec, M.; Boulègue, J.; Gente, P.; Rolet, J.; Coussement, C.; Stetter, K.; Huber, R.; Buku, S., y Mifundu, W. (1993). Hydrothermal vents in lake Tanganyika. *East African Rift system. Geolgy*, 21, 499-502.
- Vallejos-Izquierdo, A.; Pulido-Bosch, A., y Castillo-Martín, A. (1994). Consideraciones sobre la hidrogeología de la cuenca del río Almanzora (SE peninsular). *Estudios Geol.*, 50, 103-117.
- Vegas, R.; Fontboté, J. M., y Banda, E. (1980). Widespread Neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. *Proc. EGS o Evolution of the western mediterranean and sourroundin areas*, 201, 109-128.
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157.
- Wexsteen, P.; Jaffé, F., y Mazor, E. (1988). Geochemistry of cold CO₂-rich springs of the Scuol-Tarasp region, Lower Engadine, Swiss Alps. *J. Hydrol.*, 104, 77-92.
- Yerriah, J. (1986). *Le termomineralisme carbo-gazeux du sud-est de la France (domaine sédimentaire) dans son contexte sismotectonique*. Tesis doctoral, Universidad de Languedoc, 108 págs.

Recibido el 12 de junio de 1998.
Aceptado el 18 de noviembre de 1998.