Consideraciones sobre las aguas termales de la región de Rharb-Sais (Marruecos)

Considerations about the thermomineral waters in Rharb-Sais region (Morocco)

K. El Morabiti (*), J.C. Cerón (**), A. Pulido-Bosch (***), M. Ben Makhlouf (*), A. Chalouan (****) y K. El Hajjaji (*)

(*) Departamento de Geología. Universidad Abdelmalek Essaadi. 93002. Tetuán. Marruecos.
(**) Departamento de Geología. Universidad de Huelva. 21819. Palos de la Frontera. Huelva.
(***) Departamento de Hidrogeología. Universidad de Almería. 04120. La Cañada. Almería.
(****) Departamento de Geología. Universidad Mohamed V. 1000. Rabat. Marruecos.

ABSTRACT

The principal physico-chemical characteristics of some thermomineral waters of Rharb-Sais region (Morocco) are studied. The waters have a temperature between 24-40 °C and they are mainly chlorine-sodium type. The high concentrations of chlorides, sulphates, sodium, strontium, litium, barium and boron show a probably relationship with the dissolution of evaporitic salts. The minor undersaturated of some samples in gypsum, anhydrite and halite salts shows a water movement through more higly less soluble materials, mainly chloride and sulphate salts. Conventional chemical geothermometers show a base temperatures around 80 - 100 °C.

Key words: *thermomineral waters, hydrochemistry,geothermometers, Morocco.*

Geogaceta 23 (1998), 35-38
ISSN: 0213683X

Introducción. Encuadre geológico

El área estudiada se encuentra en la parte septentrional de Marruecos, próxima a las ciudades de Meknes y Fez (Fig. 1). La pluviometría y temperatura medias anuales registradas en las estaciones de Fez y Meknes, para el período 1953-1983, fueron 573 mm y 15,6°C respectivamente (Ben-Aabidate, 1994). Desde el punto de vista geomorfológico (Ziyadi, 1989), y de Norte a Sur, se encuentran las "Colinas del Prerif", con pendientes más suaves y valles más amplios que los de las montañas del Rif (situadas más al Norte); a continuación, se tiene una zona de transición llamada "Rides Prerifeños", con elevados relieves en forma de artesa, arqueados hacia el Norte y de dirección Este-Oeste. Finalmente, más al Sur, se encuentra el corredor Sur-Rifeño, en el cual se distinguen dos dominios geomorfológicos: la cuenca de Rharb, al noroeste, y la cuenca de Sais, al sureste; en ambas existe una floreciente actividad agrícola, muy importante para el desarrollo socioeconómico de la región.

Considerando los aspectos geológicos, el sector estudiado se encuentra en el contacto entre los dominios Bético-Rifeño, en la parte septentrional, y el Africano, más meridional (Cirac, 1987). El primero se caracteriza por haber sido afectado por la orogénesis alpina; el segundo, constituye la prolongación del cratón Oeste africano de características más estables que el anterior. Dentro de ellos, se pueden distinguir (Fig. 1) el Dominio Peri-Rifeño (constituido fundamentalmente por margas de edad Mesozoico-Terciario), los Rides Sudrifeños (formados por margas con intercalaciones de calizas dolomíticas, de basaltos y de evaporitas de edad Triásico, por dolomías y calizas dolomíticas de edad Jurásico, y por margas con calizas intercaladas de edad Cretácico superior), el Dominio de la Meseta (constituido principalmente por esquistos y areniscas cuarzosas de edad Paleozoico), el Dominio del Medio-Atlas (formado por calizas y dolomías de edad Jurásico inferior) y, finalmente, la cuenca

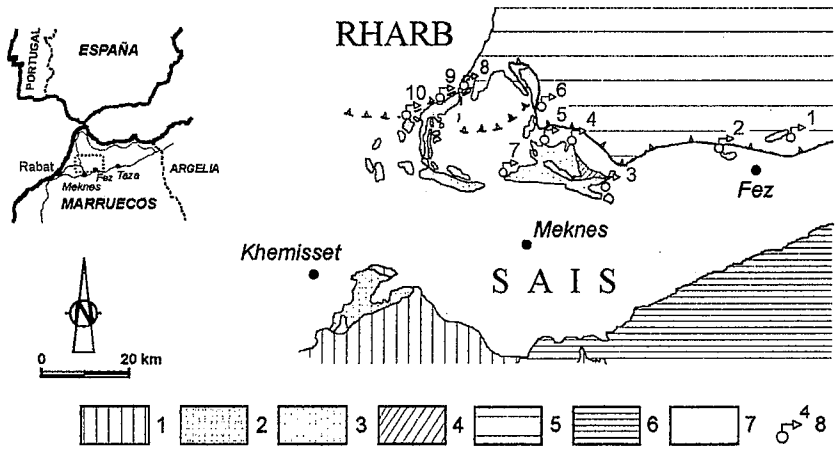

Fig. 1.- Situación geográfica y esquema geológico de la región de Rharb-Sais. 1: Dominio de la Meseta; 2, 3, y 4: Rides Sudrifeños; 5: Dominio Peri-Rifeño; 6: Dominio del Medio Atlas; 7: Cuenca Sudrifeña occidental; 8: manantial.

Fig. 1.- Location and geological scheme of the Rharb-Sais region. 1: Mesetian Domain; 2, 3 y 4: Southrifain Rides; 5: Peri-Rif Domain; 6: Middle-Atlas Domain; 7: Western Southrifain Basin; 8: spring.

Sudrifeña occidental (constituida por margas, margas con yeso y sal gema, margocalizas, calizas, margas y calizas arenosas de edad Mioceno; también por depósitos aluviales de arenas y conglomerados principalmente, y calizas lacustres de edad Plio- Cuaternario).

Con respecto a los aspectos tectónicos, la cuenca de Rharb es una depresión que actualmente continúa subsidiendo. De acuerdo con Cirac (1987) y Ben-Aabidate (1994), en la parte meridional de la cuenca el sustrato paleozoico presenta una estructura monoclinal, sin fallar o con un número escaso de fallas; por el contrario, este mismo sustrato tiene al Norte de la cuenca numerosas fallas normales de dirección NNE-SSW y N-S. En relación con la cuenca de Sais, ésta es atravesada en su parte occidental por la falla de "Ain Lorma", de orientación NE-SW, y que individualiza dos áreas diferentes; así, hacia el Este de Meknes, se tiene una zona donde el relleno sedimentario tiene poca potencia, mientras que hacia el Oeste existe una zona de graben que ha favorecido la acumulación de grandes depósitos salinos (Cirac, 1987).

En cuanto a las características hidrogeológicas, constituyen acuíferos de interés las calizas y dolomías del Dominio del Medio Atlas, las dolomías y calizas dolomíticas de los Rides Sudrifeños - si bien las margas de este dominio pueden tener un comportamiento de acuícludo-acuitardo en aquellos tramos donde las intercalaciones de calizas dolomíticas y de evaporitas adquieran un cierto desarrollo -. Finalmente, también tienen comportamiento acuífero las calizas, calizas arenosas, arenas, conglomerados y calizas lacustres de la cuenca Sudrifeña occidental; del mismo modo, es conveniente señalar la influencia que pueden tener en las características hidroquímicas la existencia de margas con intercalaciones de yeso y sal gema, susceptibles de ser disueltas.

Características fisicoquímicas de las aguas

Para el estudio de los principales rasgos hidroquímicos del área de estudio se tomaron muestras en 10 manantiales (Fig. 1), en las que se analizaron 25 parámetros y de los cuales sólo se indican 15, dada la finalidad de este artículo; los resultados de los parámetros analizados y de tres relaciones iónicas se muestran en la tabla 1. En relación con la temperatura, las aguas son claramente termales, pudiendo llegar a valores próxi-

Variable	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Temperatura	37	25	35	28	25	24	32	24	24	39.5
pH	7.10	7.18	7.40	6.80	6.90	6.43	7.04	7.03	7.90	6.90
Conductividad	8350	1720	1245	9700	1100	530	3730	45300	880	11530
Cl^-	2095	277	387	136	170	99	447	10151	103	2198
SO_4^{2-}	192	139	7	36	24	34	720	101	137	917
HCO_3^-	293	365	390	229	256	329	415	390	326	268
Ca^{2+}	121	51	81	43	59	45	345	404	112	379
Mg^{2+}	47	32	39	14	11	15	93	283	30	112
Na^+	1359	237	166	64	111	122	245	5161	50	1277
K^+	25	4	4	5	4	5	6	41	6	31
Li^+	1.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	7.5	0.1	0.6
Sr^{2+}	2.5	2.5	0.3	0.3	0.5	0.5	7	35.6	0.6	6.1
Ba^{2+}	0.1	0.1	0	0	0	0	0	1.2	0	0.1
B^-	0.3	1.2	0.1	0.3	0.4	0.4	0.2	20.3	0.2	1.4
SiO_2	20	15	8	7	7	9	11	16	12	29
rCl^-/rSO_4^{2-}	14.8	2.7	75.0	5.1	9.6	3.9	0.8	136.3	1.0	3.2
rCl^-/rNa^+	1.0	0.8	1.5	1.4	1.0	0.5	1.2	1.3	1.3	1.1
rCa^{2+}/rMg^{2+}	1.6	1.0	1.3	1.9	3.2	1.8	2.2	0.9	2.3	2.0

** Temperatura (°C), pH y Conductividad (µS/cm) medidos in situ; iones en mg/l.*

Tabla 1.- Algunas variables hidroquímicas analizadas y relaciones iónicas.

Table 1.- Some hydrochemical parameters analyzed and ionic relations

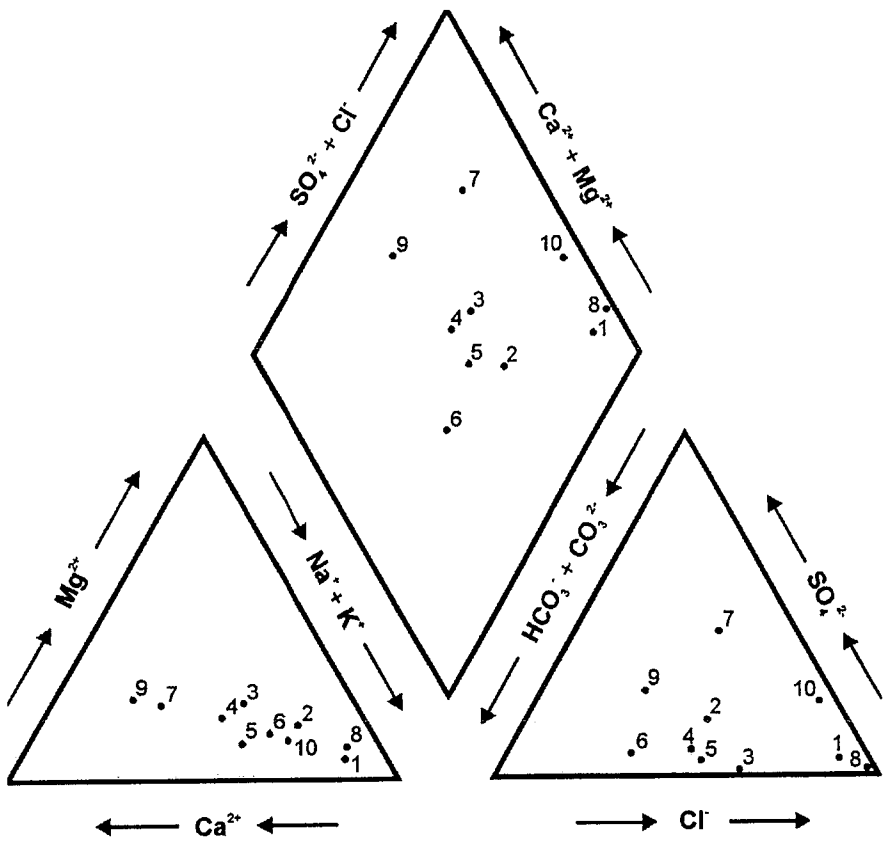

Fig. 2.- Diagrama de Piper de las muestras analizadas.

Fig. 2.- Piper diagram of the analyzed samples.

mos a los 40°C (manantial n° 10). La conductividad, aunque en general alta, tiene una gran variabilidad; así, se tiene un primer grupo con valores relativamente altos, comprendidos entre 530 y 3.730 µS/cm (manantiales n° 2, 3, 5, 6, 7 y 9), y que contrastan con los registrados en un segundo grupo - bastante más elevados -, entre 8.350 y 45.300 µS/cm (manantiales n° 1, 4, 8 y 10).

En relación con la facies hidroquímica de cada muestra (Fig. 2), predomina la clorurada sódica (presente en las muestras tomadas en los manantiales n° 1, 3, 5, 8 y 10); además de ésta, se encuentran la facies bicarbonatada sódica (n° 6), bicarbonatada cálcica (n° 9), clorurada y bicarbonatada sódica (n° 2 y 4) y sulfatada cálcica (n° 7). Con respecto a los iones analizados, sobresalen los contenidos anormalmente altos en alguna de las muestras de cloruros y sodio principalmente (muestras n° 1, 10 y 8) y de sulfatos (muestras n° 7 y 10), que indicarían una relación con rocas evaporíticas formadas principalmente por sales cloruradas y sulfatadas. El ion bicarbonato adquiere concentraciones moderadamente altas en la mayoría de las muestras, de entre las cuales destaca la n° 7 con contenidos superiores a los 400 mg/l. La concentración de sílice es moderadamente alta, alcanzando los 29 mg/l en la muestra n° 10. Finalmente, en relación con las concentraciones de los restantes iones - potasio, litio, estroncio, bario y boro -, éstas son muy superiores en la n° 8 a diferencia de lo que sucede con las demás muestras; este hecho tendría su explicación en la disolución de sales fundamentalmente de tipo cloruradas, dados los contenidos en ion cloruro tan elevados que presenta (más de 10 g/l).

Con respecto a las relaciones iónicas analizadas (Tab. 1), la relación rCl^-/rSO_4^{2-} permite apreciar ciertas diferencias en las características geoquímicas del algunas de las muestras tomadas; así, los valores entre 9,6 y 136,3 de las muestras n° 8, 3, 1 y 5, indicarían que existe una relación más estrecha con la disolución de sales cloruradas, mientras que los del resto, con valores mucho más bajos (inferiores a 5), señalarían una contribución bastante similar de la disolución de sales sulfatadas y cloruradas. Los valores de las relaciones rCl^-/rNa^+ (comprendidos entre 0,5 y 1,5) y rCa^+/rMg^+ (comprendidos entre 1 y 3,2) son bastante similares en todas las muestras, por lo que aparentemente no indican que existan grandes variaciones geoquímicas.

El termalismo y los estados de equilibrio termodinámico de las aguas

Todas las muestras tienen valores de la temperatura de campo superiores a 24°C, señalando que los manantiales analizados son claramente termales. Con objeto de conocer las temperaturas de base de las aguas se aplicaron diferentes geotermómetros, obteniéndose los resultados que se indican en la tabla 2.

Muestra	T. surgencia	Sílice-Cuarzo	Na-K	Na-K-Ca	Na-Li	Mg-Li
1	37	75	105	119	142	80
2	25	66	101	99	140	45
3	35	46	119	105	124	30
4	28	43	197	145	NA	NA
5	25	43	143	118	143	42
6	24	50	151	126	138	39
7	32	56	120	102	108	22
8	24	71	67	97	167	105
9	24	59	233	154	184	32
10	39.5	89	120	122	114	54

Tabla 2.- Temperaturas de base (°C) estimadas con diferentes geotermómetros químicos propuestos por Kharaka y Mariner (1989). *NA*: no aplicable.

Table 2.- Base temperatures (°C) obtained with different chemical geothermometers proposed by Kharaka and Mariner (1989). NA: not applicable.

El geotermómetro sílice-cuarzo señala temperaturas de base relativamente diferentes, comprendidas entre 43 y 89°C; los valores bajos de este geotermómetro en algunas muestras podrían deberse a la existencia de fenómenos de mezcla con aguas más superficiales y/o a la pérdida de CO_2 - las muestras tienen PCO_2 comprendidas entre 0.0038 y 0.1170 (Tab. 3)- y que producirían una modificación en el contenido de sílice, originando la subestimación de las temperaturas de base obtenidas. Las temperaturas de base de los geotermómetros Na-K, Na-K-Ca y Na-Li son, en general, más elevadas que las obtenidas con la geotermometría de la sílice - si bien en algunas muestras son excesivamente altas -, estando comprendidas entre 67 y 233°C. Michard (1979) y Saxena y Gupta (1985) ponen de manifiesto que la utilización de los geotermómetros de la sílice dan siempre temperaturas más bajas que las basadas en los iones Na y K; en este mismo sentido, Auqué *et al.* (1986) señalan la influencia de los contenidos altos de sulfatos en la sobrevaloración de las temperaturas de estos geotermómetros. En nuestro caso, es bastante posible que la existencia de ion sodio en las aguas se deba a la disolución de sales cloruradas y no a la presencia de feldespatos, lo que supondría un incumplimiento de la base teórica de estos geotermómetros; igualmente, la gran variabilidad del geotermómetro Mg-Li (entre 22 y 105°C), incluso con resultados por debajo de la temperatura de surgencia (como sucede en las muestras n° 3 y 7) tendría la misma explicación. Los geotermómetros Na-K-Ca con corrección de Mg y el específico calcita-dolomita no se han podido aplicar en la mayoría de las muestras, y cuando fue posible dieron resultados anómalos, por debajo o muy próximos a la temperatura de surgencia. Por lo tanto, y de forma orientativa hasta la obtención de los nuevos resultados de un estudio más profundo, los geotermómetros empleados parecen señalar que la temperatura de base más probable podría situarse en torno al intervalo de 80 - 100°C.

El estudio de los estados de equilibrio termodinámico en las condiciones de surgencia se realizó aplicando el programa Solmineq.88 (Kharaka et al., 1988), con el que se determinaron los índices de saturación del fluido - definido como $IS=log(P_{ai}/K_i)$ - con respecto a los minerales representativos de las condiciones litológicas del acuífero según el pH y la temperatura de campo (Tab. 3). Con respecto al cuarzo, todas las muestras están saturadas, lo que es congruente con lo señalado por Ellis (1970) y White (1970): las aguas termales están saturadas con respecto a la sílice y en equilibrio con el cuarzo. En relación con la anhidrita, el yeso y la halita, se puede ver que todas las muestras están subsaturadas, aunque no en el mismo grado. Así, las muestras n° 8, 1 y 10 son las menos subsaturadas en halita y las muestras n° 7 y 10 en yeso y anhidrita, y que se debería a la circulación del agua por rocas de características más salinas, con una mayor capacidad de solubilización.

Considerando los minerales carbonatados, las muestras presentan distintos grados de saturación respeto a la calcita y a la dolomita; así, aunque la mayoría se encuentran saturadas en calcita, existen algunas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fza. Iónica	0.0756	0.0203	0.0198	0.0097	0.1167	0.0114	0.0552	0.3082	0.0162	0.1098
PCO_2	0.0228	0.0226	0.0162	0.0363	0.0311	0.1170	0.0357	0.0280	0.0038	0.0332
Anhidrita	-1.605	-1.954	-2.915	-2.435	-2.526	-2.504	-0.636	-1.858	-1.594	-0.573
Calcita	0.069	-0.134	0.484	-0.647	-0.415	-0.912	0.506	0.289	0.878	0.233
Dolomita	1.190	0.852	2.080	-0.438	-0.239	-0.987	1.822	1.808	2.498	1.407
Yeso	-1.415	-1.665	-2.708	-2.170	-2.236	-2.206	-0.405	-1.568	-1.296	-0.404
Halita	-4.287	-5.814	-5.837	-6.660	-6.325	-6.516	-5.685	-3.107	-6.906	-4.343
Cuarzo	0.391	0.413	0.011	0.043	0.082	0.204	0.192	0.489	0.323	0.525

Tabla 3.- Valores de fuerza iónica, PCO_2 e índices de saturación de las aguas analizadas.

Table 3.- Ionic strength, PCO_2 and saturation index values of analyzed waters.

muestras que están subsaturadas, lo que puede ser debido a una mezcla con aguas de origen más superficial y a la pérdida de CO_2. En relación con la dolomita, la mayoría están saturadas en este mineral, excepto las muestras nº 4, 5 y 6 que están subsaturadas; este hecho indicaría que las aguas tienen un tiempo de residencia relativamente alto, dado la menor solubilidad de este mineral con respecto a la calcita.

Conclusiones

Las aguas de la región de Rharb-Sais (Marruecos) presentan una clara anomalía termal, con temperaturas comprendidas entre 24 y 39,5°C. El estudio de las muestras tomadas en diez manantiales permite ver que la facies dominante es la clorurada sódica y que algunas tienen concentraciones anómalas elevadas de cloruros, sulfatos, sodio, potasio, litio, estroncio y boro, indicando una asociación con sales cloruradas, principalmente, y sulfatadas existentes en las rocas del sustrato y en las del propio acuífero. La relación rCl/rSO_4 pone de manifiesto diferencias geoquímicas en algunas de las muestras, atendiendo a su mayor o menor relación con la disolución de rocas evaporíticas de tipo clorurado y/o sulfatado. La aplicación de distintos geotermómetros, y como primera aproximación, señalarían una temperatura de base orientativa comprendida entre 80 y 100°C. Finalmente, el estudio de la situación de equilibrio en las condiciones de surgencia señala que existe una subsaturación en anhidrita, yeso y halita, aunque con diferente grado.

Referencias

Auqué, L., Sánchez, V. y Fernández, J. (1986): *Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza*, 41, 161-183.

Ben-Aabidate, L. (1994): *Thèse Doctorat*. Université de Spax, 280 pp.

Cirac, P. (1987): *Mèm. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*. Bordeaux, 21.

Ellis, A. J. (1970): *Geotermics*, 2, 516-528.

Kharaka, Y., Gunter, W., Aggarwal, P., Perkins, E. y DeBraal, J. (1988): *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, 419 p.

Kharaka, Y. y Mariner, R. (1989): In Thermal history of sedimentary basins. Naeser, N. y McCulloh (Eds.). *Springer-Verlag*, 99-117.

Michard, G. (1979):Géothermométres chimiques. *BRGM*, III, 2, 183-189.

Saxena, V. y Gupta, M. (1985): *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, 25, 181-191.

White, D. (1970): *Geotermics*, 2 (1), 58-80.

Ziyadi, R. (1989): Contribution à l'étude des sources thermominérales du domaine Prérifein.*Mémoire D.E.A.*, Bordeaux III.