

## MODELIZACION MATEMATICA DE LA HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS DE UN MACIZO DOLOMITICO-YESIFERO. APLICACION A LA GENESIS DE LOS TRAVERTINOS DE LAS LAGUNAS DE RUIDERA

S. Ordóñez\* y A. Felipe\*\*

### RESUMEN

La utilización de las ecuaciones termodinámicas que relacionan los procesos de disolución-precipitación de travertinos calcáreos permite establecer una modelización matemática del proceso. Se han analizado dos supuestos teóricos: el de un acuífero dolomítico (D) y el de un acuífero dolomítico-yesífero (DY). La actividad de calcio de las aguas subterráneas en los dos supuestos puede ser expresada como una función del tipo:

$$a_s = 10^{p_1} \cdot (pCO_2)^{p_2} \cdot (T_s)^{p_3}$$

Las constantes  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $p_3$  varían en función de la hipótesis considerada, así en el caso del acuífero dolomítico los valores de estas constantes son:

$$p_1 = 6,71624 \quad p_2 = 0,32933 \quad p_3 = 3,64469$$

Y en el caso de un acuífero dolomítico yesífero estas constantes toman los siguientes valores:

$$p_1 = 3,29381 \quad p_2 = 0,03392 \quad p_3 = -0,40223$$

Utilizando las mismas consideraciones se puede calcular el valor de la actividad final de calcio ( $a_s$ ) en las aguas superficiales en equilibrio con la  $pCO_2$  atmosférica.

Conocidos los valores de  $a_s$  y  $a$ , para cualquier tipo de condicionante podemos escribir la expresión aproximada:

$$\left( \frac{V_i \cdot a_s}{(V_i - S_i (e_i - p_i))} - a_s \right) \cdot (V_i - S_i (e_i - p_i)) \cdot 10^3$$

en la que  $V_i$  es el volumen del agua infiltrada;  $S_i$  la superficie de las zonas encharcadas;  $e_i$  la evaporación en la lámina libre de agua, y  $p_i$  la precipitación del agua sobre las zonas encharcadas. Esta expresión nos permite calcular la velocidad de precipitación de carbonatos en zonas de surgencias kársticas, así como establecer la influencia sobre el proceso de los diferentes parámetros cuencales climáticos y ambientales. Así como puede ser utilizada en la conservación y en su caso desarrollo de sistemas travertínicos actuales amenazados por desafortunadas actuaciones humanas.

**Palabras clave:** modelos matemáticos, toba calcárea, agua de infiltración, acuífero dolomítico, acuífero dolomítico-yesífero, presión de  $CO_2$ , actividad de calcio, agua subterránea, parámetros ambientales, sistemas travertínicos, carbonatos fluviales.

### ABSTRACT

Thermodynamic equations of solution and precipitation carbonates-calcium sulfates let us establish a mathematical model of calcareous tufa deposits simulation. The conceptual genetic model of calcareous tufa is related with solution of preexisting carbonates in high  $CO_2$  pressure ground-water. When ground-water reach surface, the fast degasing processes lead to calcite precipitation.

Ground-water are considered placed in two different types of acuífer system: dolomitic acuífer (D) and dolomitic-gypsiferous acuífer (DY). Calcium activity in ground-water ( $a_s$ ) may be expressed by the relation:

$$a_s = 10^{p_1} \cdot (pCO_2)^{p_2} \cdot (T_s)^{p_3}$$

\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. de Geología. U.C.M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

\*\* Departamento de Estadística e Investigación Operativa. Fac. de Matemáticas. U.C.M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

where,  $p_{CO_2}$  is partial pressure of  $CO_2$  in equilibrium with ground-water, and  $T_s$  is absolute temperature of ground-water. Values of  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $p_3$  constant are, in the case of a dolomitic aquifer:

$$p_1=6,71624 \quad p_2=0,32933 \quad p_3=3,64469$$

However values of  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $p_3$  constants in dolomitic-gypsiferous aquifer are:

$$p_1=3,29381 \quad p_2=0,03392 \quad p_3=0,40223$$

In the same way we may calculate the end calcium activity in surface watering ( $a_e$ ) after degassing  $CO_2$  in equilibrium with a rural atmosphere ( $p_{CO_2}=10^{-3,503}$ atm). Urban and urban industrial areas may reach  $p_{CO_2}=10^{-3}$ atm. The rate of precipitation of calcareous tufs (Tons per year) may write:

$$\left( \frac{V_i \cdot a_e}{(V_i - S_i (e_i - p_i))} - a_e \right) \cdot (V_i - S_i (e_i - p_i)) \cdot 10^3$$

$V_i$ =water infiltration in the basin ( $Hm^3$ /year),  $s_i$ =marsh and/or lake surface ( $Km^2$ ),  $e_i$ =evaporation rate (m/year),  $p_i$ =precipitation rate (m/year).

This equation let us also establish, the influence on calcareous tufs sedimentation of basinal, climatological and environmental parameters. Their use may focus to conservation of many present day damaged travertine systems.

**Key words:** *mathematical models, calcareous tufa, water infiltration, dolomitic aquifer, dolomitic-gypsiferous aquifer,  $CO_2$ -pressure, Ca-activity, ground-water, environmental parameters, travertine systems, fluvial carbonates.*

## Introduccion

Las lagunas de Ruidera han sido interpretadas por Ordoñez *et al.* (1986), basándose en un modelo conceptual. Este modelo expone la idea de que estas lagunas se han desarrollado en relación con unas represas travertínicas, generadas por desgasificación de las aguas procedentes de un acuífero dolomítico de

edad jurásica. El acuitardo, que provoca la surgencia de las aguas, está constituido por los materiales argilo-yesíferos atribuidos al Sistema Triásico (Oliveres, 1984) (fig 1). Las aguas procedentes de este acuífero presentan una composición coherente con la que cabría esperar del estudio termodinámico del sistema  $CO_2-H_2O$ -dolomita.

Como todos los depósitos travertínicos (represas y

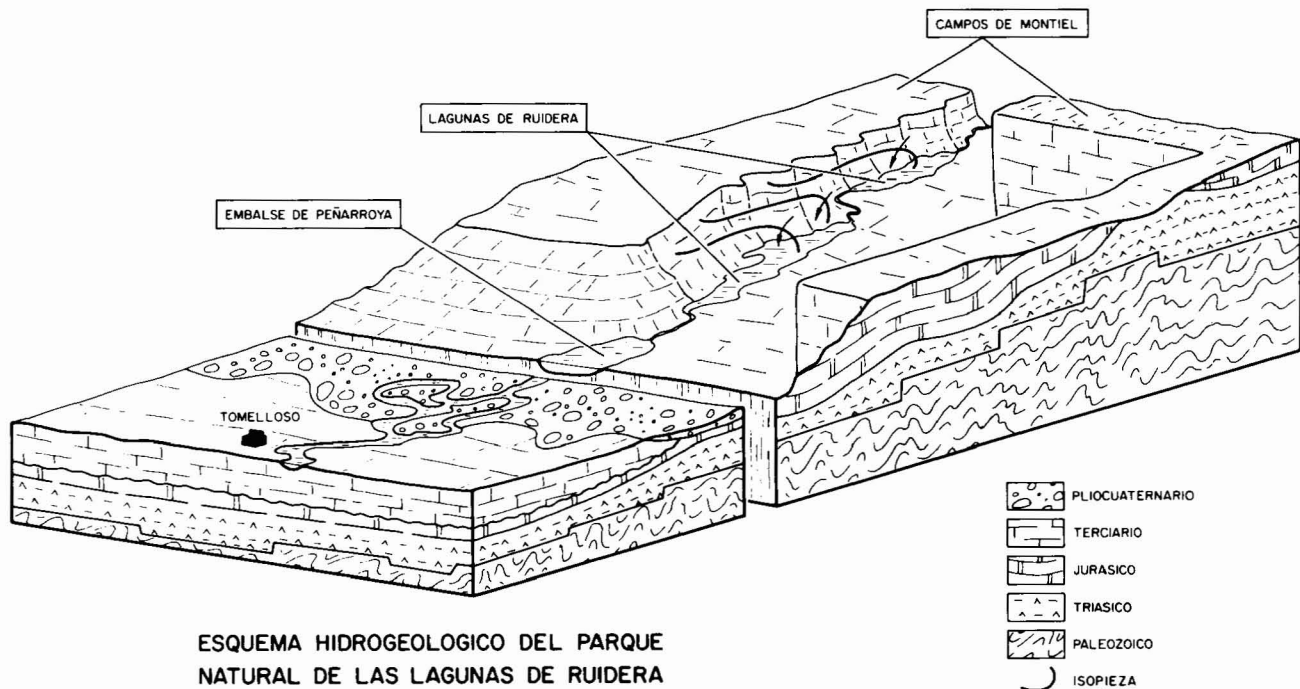


Fig. 1.—Esquema de funcionamiento hidrológico de las Lagunas de Ruidera tomado de OLIVERES (1984).

terrazas) están relacionados con procesos de desgasificación mecánica y/o biológica de las aguas procedentes del acuífero dolomítico, pensamos que, conocido el modelo conceptual, se podría modelizar el funcionamiento integral del sistema.

Esta modelización se hará en base a las variables climáticas, así como a las variables de extensión de la cuenca hidrográfica, en combinación con la utilización de las ecuaciones de disolución-precipitación de las diferentes especies minerales presentes en el sistema, en condiciones de temperatura y presión de CO<sub>2</sub> variables.

**Aproximación al modelo conceptual**

Los datos climáticos de partida son las precipitaciones (p), expresadas en m/año, sobre el acuífero dolomítico, ampliamente karstificado. Así podemos plantear que V<sub>i</sub>, el volumen de agua que se infiltra, se puede expresar como:

$$V_i = \bar{p} \cdot S_i \cdot n \tag{1}$$

siendo p, la precipitación media, S<sub>i</sub>, la superficie del acuífero en km<sup>2</sup> y n un factor que corrige la infiltración y la evapotranspiración.

Una vez que las aguas entran en contacto con el suelo vegetal, la actividad microbiológica existente en el mismo determina un aumento sustancial de la presión de CO<sub>2</sub> respecto a la presión de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) normal atmosférica (Thraikill, 1968).

Estas aguas, cargadas de CO<sub>2</sub>, recorren un largo camino hasta volver a la superficie de nuevo; en este camino disuelven, al menos teóricamente, hasta saturación, las dolomias, calizas e incluso yeso o anhidrita (fig 2).

Este planteamiento teórico nos permite establecer, con las limitaciones de los cálculos fisico-químicos, la composición química de las aguas subterráneas en

función de la pCO<sub>2</sub> y de la temperatura de las aguas subterráneas t<sub>s</sub>.

Cuando estas aguas subterráneas alcanzan la superficie del terreno, se inicia la desgasificación hasta, al menos, restablecer la pCO<sub>2</sub> atmosférica. Esta desgasificación ni es instantánea ni lineal, sino que depende del régimen hidráulico, en las aguas de escorrentía superficial, y de la actividad fotosintética de los organismos verdes. El reparto, a lo largo del cauce, de estos factores, determina la distribución de los depósitos travertínicos a lo largo del valle. Así, la profundidad y temperatura de las aguas determina la intensidad de los procesos fotosintéticos, mientras que la forma del perfil longitudinal del valle, condiciona el régimen hidráulico. Por otra parte, el volumen de agua que surge a lo largo del valle varía, en función de la repartición de los parámetros hidrogeológicos, dentro del acuífero.

La desgasificación, aún con todos los condicionantes apuntados, tiene un límite, y como señala Golubic (1973), distancias superiores a cuatro kilómetros desde la surgencia son, aún en las condiciones menos favorables para la desgasificación, el límite máximo en distancia para alcanzar el reequilibrio con la pCO<sub>2</sub> atmosférica.

Teniendo en cuenta el régimen de alimentación, así como las pérdidas por evaporación, y el régimen térmico de las lagunas, se puede establecer una aproximación a la cantidad de calcita (único mineral presente en los travertinos), que se puede precipitar, utilizando como base el estudio del sistema CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—calcita, a diferentes temperaturas.

Una expresión tentativa podría ser la siguiente:

$$\left( \frac{V_i \cdot a_s}{V_i - S_L(e_L - p_L)} - af \right) \cdot P_m \text{CO}_3\text{Ca} \cdot (V_i - S_L(e_L - p_L)) \tag{2}$$

donde V<sub>i</sub>, sería el volumen de agua que se infiltra en el acuífero (ecuación a); a<sub>s</sub> es la actividad de cal-

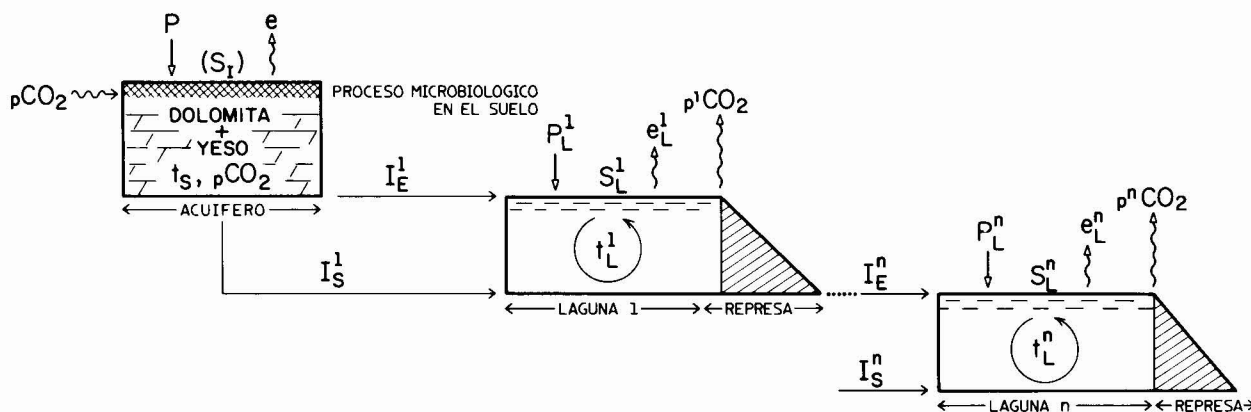


Fig. 2.—Modelo conceptual de funcionamiento de un sistema con represas travertínicas.

cio en las aguas subterráneas, función de la temperatura y de la presión de  $\text{CO}_2$ ; af, es la actividad de las aguas en equilibrio con la  $\text{pCO}_2$  atmosférica, es decir,  $10^{-3.52}$ , y es función de la temperatura de las aguas superficiales. Los parámetros  $S_L$ ,  $e_L$  y  $p_L$  intentan valorar la influencia de la evaporación ( $e_L$ ) y precipitación ( $p_L$ ), en las zonas encharcadas cuya superficie es  $S_L$ , sobre la concentración del catión  $\text{Ca}^{+2}$ . La evaporación está regulada por factores climáticos, como son la temperatura ambiental, grado de saturación del aire en vapor de agua, así como el régimen de vientos.

Cuidando de la coherencia de los datos de entrada, en cuanto a unidades se refiere, se pueden estimar las cantidades de calcita, factibles de precipitar, partiendo de los datos climáticos, o bien verificar como influyen los cambios climáticos sobre el sistema travertínico, o la influencia de la cobertura vegetal, así como, conocido el volumen de depósitos travertínicos, establecer el tiempo aproximado de génesis. Bien entendido que en la génesis de depósitos travertínicos fluviales es necesaria la condición de equilibrio del perfil fluvial, y por lo tanto, los procesos erosivos (encajamientos) determinan, por razones biológicas y mecánicas, la imposibilidad de desarrollo del sistema (Ordoñez y García del Cura, 1983). Por esta razón la condición de equilibrios del perfil se supone a todos los efectos.

### El modelo físico-químico

La ecuación (2) pone de manifiesto que, una vez conocidos los parámetros climáticos e hidrogeológicos de la cuenca objeto de modelización, sólo resta, para conocer la cantidad de carbonatos que se pueden generar por unidad de tiempo, determinar la actividad de calcio en las aguas subterráneas en función de la  $\text{pCO}_2$  y de la temperatura de dichas aguas, así como la actividad de calcio en las aguas fluyentes en contacto con la atmósfera, función así mismo de la temperatura de las aguas superficiales.

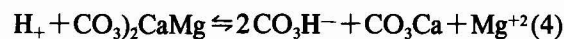
Hemos elaborado dos hipótesis para el cálculo de la actividad de calcio de las aguas subterráneas; una que el acuífero está formado exclusivamente por el mineral dolomita (acuífero dolomítico), y otra que existe una participación de dolomita junto con yeso (acuífero dolomítico-yesífero). Este último caso no es de aplicación inmediata, pero va a permitir la valoración de la presencia de yeso o anhidrita en las formaciones por las que discurren las aguas infiltracionales y valorar su influencia en cuanto a la génesis de carbonatos travertínicos.

#### a) Hipótesis del acuífero dolomítico

El cálculo de la composición química en función de la  $\text{pCO}_2$  y de la temperatura de las aguas de infiltración en equilibrio con un acuífero dolomítico se aborda a partir de las ecuaciones de equilibrio:



cuya constante de equilibrio es  $K^1$  correspondiente a la disolución congruente del mineral dolomita.



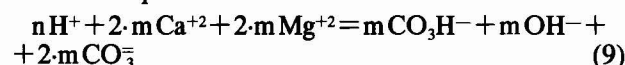
cuya constante de equilibrio  $K^2$  corresponde a la disolución incongruente de la dolomita (dedolomitización).

Las ecuaciones del sistema  $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$  son:



Las constantes de equilibrio correspondientes a dichas ecuaciones son:  $K^3$ ,  $K^4$ ,  $K^5$  y  $K^6$ , respectivamente.

Por último, el equilibrio eléctrico de la solución viene dado por la ecuación:



Para la resolución del sistema de ecuaciones debemos admitir que el coeficiente de actividad es prácticamente uno, por lo que concentraciones y actividades son del mismo orden de magnitud, y dado que las soluciones son diluidas, ésto se puede admitir sin menoscabo de las condiciones de verosimilitud del modelo.

Las constantes de equilibrio ( $K^j$ ) definidas varían con la temperatura, de acuerdo con la fórmula:

$$\left( \frac{d \log k_j}{dT} \right)_{p=\text{cte}} = \frac{(\Delta h^0)_j}{2.3 RT^2}$$

que podemos admitir como válida dado el corto margen de temperaturas en el que nos movemos en el modelo. Por lo que, conocidas las entalpías estandar ( $\Delta h^0$ ), podemos calcular la composición química del agua en contacto con la dolomita, en función de la  $\text{pCO}_2$  y de la temperatura. Los datos termodinámicos para la elaboración del modelo aparecen en la tabla I.

Consideramos, por comodidad, que la variable  $a\text{H}^+ = x$ ,  $a\text{OH}^- = y$ ,  $\text{pCO}_2 = z$ ,  $a\text{CO}_3\text{H}^- = v$ ,  $a\text{CO}_3^{=} = w$ ,  $a\text{Ca}^{+2} = a$ ,  $a\text{Mg}^{+2} = g$ ,  $a\text{CO}_3\text{H}_2^0 = u$ . Con estas consideraciones las ecuaciones (3), (4), (5), (6), (7), (8) y (9) pueden escribirse:

$$v^2 \cdot a \cdot g / x^2 = K^1 \quad (11)$$

$$v \cdot g / x = K^2 \quad (12)$$

$$u / z = K^3 \quad (13)$$

$$v \cdot x / u = K^4 \quad (14)$$

$$w \cdot x / v = K^5 \quad (15)$$

$$x \cdot y = K^6 \quad (16)$$

$$x + 2a + 2g = v + y + 2w \quad (17)$$

Tabla 1.—Constantes termodinámicas (Berner, 1971)

| Compuestos                           | $\Delta F^\circ$<br>(kcal./mol.) | $\Delta H^\circ$<br>(kcal./mol.) |
|--------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| H <sup>+</sup> .....                 | 0                                | 0                                |
| OH <sup>-</sup> .....                | - 37,60                          | - 54,96                          |
| CO <sub>2</sub> .....                | - 94,26                          | - 94,05                          |
| CO <sub>2</sub> H <sup>o</sup> ..... | -149,00                          | -167,00                          |
| CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> .....   | -162,22                          | -161,63                          |
| Mg <sup>+2</sup> .....               | -108,76                          | -111,52                          |
| Ca <sup>+2</sup> .....               | -132,35                          | -129,69                          |
| Calcita .....                        | -269,98                          | -288,59                          |
| Dolomita .....                       | -516,6                           | -555,5                           |
| Yeso .....                           | -429,36                          | -483,17                          |
| H <sub>2</sub> O <sub>l</sub> .....  | - 55,69                          | - 68,32                          |
| SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup> .....  | -177,34                          | -216,9                           |

Para z(pCO<sub>2</sub>), y T, fijos; se comprueba que el sistema se reduce a una ecuación polinómica de la forma:

$$p(t) = C_1 t^4 + C_2 t^3 - C_4 t - C_5 \tag{18}$$

con C<sub>i</sub> > 0, i = 1, 2, 4, 5, para cualquiera de las variables x, v, a, g, u, w, y. Una vez resuelta la ecuación (18), las otras variables se obtienen mediante sustituciones inmediatas.

La ecuación (18) tiene una sola raíz positiva como muestra el análisis siguiente:

i) p(0) = -C<sub>5</sub> < 0 y  $\lim_{t \rightarrow +\infty} p(t) = \infty$ , luego existe al menos un valor t<sub>1</sub> > 0 tal que p(t<sub>1</sub>) = 0.

ii) p'(t) = 4 C<sub>1</sub>t<sup>3</sup> + 3 C<sub>2</sub>t<sup>2</sup> - C<sub>4</sub>; p'(0) = -C<sub>4</sub> < 0 y  $\lim_{t \rightarrow +\infty} p'(t) = +\infty$ , luego existe t<sub>2</sub> > 0, tal que p'(t<sub>2</sub>) = 0.

iii) p''(t) = 12 C<sub>1</sub>t<sup>2</sup> + 6 C<sub>2</sub>t.

Los puntos de inflexión son t<sub>3</sub> = 0, t<sub>4</sub> = -C<sub>2</sub>/2C<sub>1</sub> y p''(t) < 0 para t < 0. Por tanto p'(t) es creciente para t > 0 y p'(t) > 0 para t > t<sub>2</sub>. De aquí se deduce que existe un único t<sub>1</sub> > t<sub>2</sub> tal que p(t<sub>1</sub>) = 0.

Las tres raíces restantes de la ecuación (18) pueden ser las tres negativas, o una negativa y dos complejas conjugadas, y en cualquier caso carecen de sentido en el modelo.

Un método eficaz para el cálculo aproximado de t<sub>1</sub>, consiste en duplicar sucesivamente un paso inicial h > 0, hasta obtener h tal que p(h) > 0. A continuación se aplica el método de Newton, dado por la fórmula iterativa:

$$t^{(K+1)} = t^{(K)} - \frac{p(t^{(K)})}{p'(t^{(K)})} \tag{19}$$

K = 0, 1, ...

partiendo de t<sup>(0)</sup> = h, hasta obtener la precisión deseada. La convergencia está garantizada por ser p(h) y p''(h) positivas.

La solución de la ecuación para diferentes valores de la pCO<sub>2</sub> y de la temperatura nos permite obtener una tabla de valores de la composición química de

las aguas subterráneas para el pH, pOH<sup>-</sup>, Mg<sup>+2</sup>, Ca<sup>+2</sup>, CO<sub>3</sub><sup>=</sup>, CO<sub>3</sub>H<sup>-</sup> y CO<sub>3</sub>H<sub>2</sub><sup>o</sup>.

Tomando los datos correspondientes al calcio, se realiza un ajuste a una ecuación lineal del tipo:

$$\text{Log } a = p_1 + p_2 \cdot \log p\text{CO}_2 - p_3 \cdot \log T \tag{20}$$

los valores obtenidos fueron p<sub>1</sub> = 6,71624, p<sub>2</sub> = 0,32923 y p<sub>3</sub> = 3,64469, lo que nos permite escribir que la concentración del catión calcio en las aguas subterráneas, para el acuífero dolomítico, sería:

$$a_s^D = 5,20283 \cdot 10^6 \cdot (p\text{CO}_2)^{0,32923} \cdot (T_s)^{-3,64469} \tag{21}$$

el coeficiente de correlación múltiple es prácticamente 1 (el cuadrado del coeficiente de correlación múltiple es 0,9999).

b) *Hipótesis del acuífero dolomítico-yesífero*

Este caso es sensiblemente parecido al anterior, pero añadiendo a las ecuaciones (11), (12), (13), (14), (15) y (16) una ecuación:

$$s \cdot a = K^7 \tag{22}$$

donde s representa el anión SO<sub>4</sub><sup>=</sup>, en la ecuación de disolución del yeso. La ecuación (17) se sustituye por:

$$x + 2a + 2g = 2s + v + y + 2w \tag{23}$$

La solución del nuevo sistema se hace de manera análoga al caso a).

Procediendo de dicha manera se crea también una tabla de valores y tomando los datos correspondientes al calcio, se realiza un ajuste de una ecuación lineal del tipo:

$$\text{Log } a = p_1 + p_2 \cdot \log p\text{CO}_2 - p_3 \cdot \log T \tag{20}$$

Los valores obtenidos son p<sub>1</sub> = -3,29381, p<sub>2</sub> = 0,03392 y p<sub>3</sub> = -0,40223, con un coeficiente de correlación múltiple de 0,9118.

Estos valores nos permiten escribir la ecuación que relaciona la concentración de calcio en las aguas subterráneas de un acuífero dolomítico-yesífero en función de la pCO<sub>2</sub> y de la temperatura absoluta de las aguas del acuífero (T<sub>s</sub>).

$$a_s^{DY} = 5,08382 \cdot 10^{-4} \cdot (p\text{CO}_2)^{0,03392} \cdot (T_s)^{0,40223} \tag{24}$$

c) *Cálculo de la concentración de calcio (a<sub>c</sub>) en las condiciones de equilibrio con la atmósfera*

En este cálculo es necesario hacer una serie de precisiones, ya que el mineral que se precipita es siempre calcita de bajo contenido en magnesio (LMC), como hemos podido constatar en investigaciones realizadas en un número elevado de formaciones travertínicas actuales o subactuales; a este mineral vamos a referir todos los cálculos del equilibrio. El modelo de Thrai-

kill (1968) ha abordado este problema, con una simplificación notable, sin tener en cuenta la presencia de iones como el  $\text{CO}_3\text{H}_2^-$ , y el  $\text{CO}_3^{2-}$ , así como suponiendo un  $\text{pH} \approx 7$  y una temperatura constante para todo el proceso. Las razones invocadas por el autor citado no son otras que la dificultad de resolver las ecuaciones. En nuestro caso, superada esta dificultad de cálculo, se ha podido obtener, en base a las ecuaciones de disolución de la calcita:



cuya constante de equilibrio es  $K^8$ , lo que nos permite escribir:

$$w \cdot a = K^8 \quad (26)$$

así como las ecuaciones (13), (14), (15) y (16) y la ecuación de equilibrio eléctrico de la solución:

$$2a + x = 2w + v + y \quad (27)$$

Con análogas consideraciones a las hasta ahora expuestas, podemos establecer que la concentración de calcio en equilibrio con la  $\text{PCO}_2$  atmosférica es:

$$a_t = 8,9792 \cdot 10^{10} \cdot (\text{pCO}_2)^{0,32983} \cdot (\text{T}_1)^{-5,29616}$$

que para una  $\text{pCO}_2 = -3,52$ , típica de ambientes rurales:

$$a_t = 6,19782 \cdot 10^9 \cdot (\text{T}_1)^{-5,29616} \quad (28)$$

en condiciones de atmósferas urbanas este valor debería ser revisado en función de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  ambiental.

### Verificación del modelo: las lagunas de Ruidera

La ecuación que habíamos planteado inicialmente (2), necesita de una amplia información sobre diferentes parámetros climatológicos e hidrogeológicos de la zona, en este caso las lagunas de Ruidera. Es muy difícil establecer estos parámetros de una manera determinante, y ello, sobre todo, debido a la ausencia de datos, por ello hemos preferido ir estableciendo unos intervalos de valores en base a datos bibliográficos o propios, para con ellos calibrar parcialmente el funcionamiento del modelo propuesto.

Vamos a ir pasando revista a los diferentes valores que toman las variables del modelo.

- Volumen de agua que se infiltra ( $V_i$ ): este valor, según Torrens *et al.* (1976), se puede cifrar en  $75 \text{ Hm}^3/\text{año}$  para la cuenca del Río Guadiana Alto. Nosotros hemos hecho una valoración del balance hídrico de la zona, estableciendo la evaporación potencial en ella, el coeficiente de infiltración y la evaporación en las zonas encharcadas y nos sale un volumen de infiltración anual ligeramente superior, pero, quizás para los propósitos de este trabajo, puede servir este valor de Torrens *et al.* (op. cit.) que presenta el interés de estar incluido en un estu-

dio hidrogeológico, no habiendo nosotros realizado un estudio de este tipo, al no ser ese el objeto de nuestro trabajo. La superficie ocupada por las aguas de las lagunas viene a ser de unos  $8,50 \text{ km}^2$ , y la evaporación total, calculada por el método de Penman in Fleming (1975), es del orden de  $920 \text{ mm/año}$ . Esto nos plantea que quizá el efecto de la evaporación puede considerarse irrelevante en cuanto a la concentración del ión calcio en las aguas.

- Los valores de la temperatura en las aguas subterráneas ( $t_s$ ), pueden, en acuíferos kársticos, fluctuar hasta  $5^\circ\text{C}$  debido a las variaciones en las temperaturas del agua de alimentación, debido a la gran velocidad de infiltración del agua y la poca superficie de contacto. Aunque los meses más lluviosos son los meses más fríos del año, tomando como valor aproximado la temperatura media anual, que es de unos  $14,00^\circ\text{C}$  ( $287^\circ\text{K}$ ), como temperatura de las aguas del acuífero, nos parece quedarnos del lado de la seguridad en cuanto al cálculo de la concentración de las aguas subterráneas en calcio  $a_s$ .
- La temperatura de las aguas de las lagunas durante los meses de finales de la primavera, verano y comienzo del otoño, supera los  $19^\circ\text{C}$  en superficie, habiéndose medido en las zonas de cascada de la Laguna del Rey en el mes de agosto  $24^\circ\text{C}$ . Aunque quizá se desconoce, y ello no es objeto de este trabajo, el régimen térmico de las lagunas. A efecto del funcionamiento de los travertinos sólo nos interesan las temperaturas en la superficie de la lámina de agua. Se podría aceptar un valor medio de la temperatura de las aguas en la superficie de las lagunas superior a  $17^\circ\text{C}$  ( $290^\circ\text{K}$ ), si bien, a efectos de precipitación de carbonatos, la actividad fotosintética y las mayores temperaturas se darían en los meses de verano, en cuyo caso la acción física (aumento de temperatura) y biofísica (fotosíntesis) actuarían de una manera simultánea. Para el propósito de nuestro modelo, y en una primera aproximación, nos parece que la temperatura de  $17^\circ\text{C}$  puede considerarse como representativa de las tendencias medias anuales en las aguas superficiales.
- La  $\text{pCO}_2$  del suelo es un factor intensamente ligado con la actividad microbiológica en el suelo, y ésta con el grado de vegetación. Valores de  $10^{-1}$  se han citado como posibles, nosotros, para los propósitos del modelo y a partir de datos propios obtenidos sobre aguas de fuentes, hemos tomado como valor aceptable  $10^{-2,5}$ .
- El volumen de carbonatos travertínicos que se encuentran en el cauce actual del Río Guadiana Alto lo hemos evaluado, mediante planimetría y

asignación de espesores observados, en unos 15 millones de toneladas métricas, en base a datos conservadores.

Los datos anteriormente citados los hemos introducido en el modelo y, aún a sabiendas de la cautela con la que se deben interpretar los resultados, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- a) Que con la hipótesis de un acuífero en dolomías la velocidad de precipitación de carbonatos puede ser del orden de 2.200 Tm/año, lo que plantearía que el tiempo de formación de los travertinos del cauce actual del Río Guadiana Alto, supuesta una climatología constante, cuestión por otra parte improbable, sería de 6.700 años.
- b) Que con la hipótesis de un acuífero dolomítico-yesífero y en las mismas condiciones precitadas, la velocidad de formación es del mismo orden que en la hipótesis del acuífero en dolomías.

Los resultados de velocidades de génesis están en acuerdo total con los últimos trabajos realizados en la zona por González *et al.* (1987) que atribuyen una edad holocena a los travertinos del valle actual del Río Guadiana Alto.

### Corolario

— Los procesos de génesis de travertinos pueden ser perfectamente explicados por la desgasificación biológica y/o físico-química de aguas procedentes de la circulación por acuíferos de naturaleza dolomítica, calcarea o dolomítica-yesífera. En este último caso se obtienen velocidades de formación de travertinos casi diez veces mayores, para igualdad de las otras condiciones. Por esta razón la presencia de facies yesíferas puede influir mucho en el desarrollo de procesos travertínicos, y máxime cuando estas facies yesíferas son fácilmente accesibles a las aguas de infiltración.

Obviamente, la conservación de los depósitos travertínicos en el registro geológico está asociada a la estabilidad del fondo en el que se depositan, condición que también es relacionable con la desgasificación biológica. Por lo tanto, el desarrollo de sistemas travertínicos está favorecido por una estabilización biológica y/o geomorfológica.

— El valor de la diferencia de temperaturas entre las aguas subterráneas y las aguas en las que se forma el travertino puede ser el factor fundamental a considerar en la velocidad de génesis de los travertinos, muy importante en el caso de los acuíferos calcareos y dolomíticos y menos importante en el caso de los acuíferos dolomíticos-yesíferos. En este sentido un régimen de lluvias durante el invierno y un verano cálido puede actuar positivamente en el desarrollo de los travertinos.

— La presión de CO<sub>2</sub> en el sistema de infiltración

es un factor siempre importante en cuanto a la capacidad de movilización del calcio a partir de los materiales del acuífero. Por lo tanto suelos bien desarrollados, relacionados con vegetación arbórea, pueden favorecer la estabilidad y desarrollo de los depósitos travertínicos.

— La agricultura, y más concretamente los abonos químicos, y los vertidos urbanos pueden introducir un desequilibrio en el sistema de precipitación de travertinos, ya sea por acomplejamiento del calcio, o por eutrofización de las aguas con la consecuente desaparición de la microflora de cianofíceas que sin duda constituyen el sistema de desgasificación biológica más eficaz.

— Las atmósferas donde existe polución (emisiones de CO<sub>2</sub>) hacen que los valores de la a<sub>r</sub> aumenten extraordinariamente. Así para una atmósfera urbana (pCO<sub>2</sub>=0,0007 atm) las 2.200 Tm/año de velocidad de deposición de los travertinos, según la hipótesis a, pasan a 900 Tm/año, y en una atmósfera industrial (pCO<sub>2</sub>=0,001 atm) apenas alcanzarán las 180 Tm/año en igualdad de condiciones climáticas. En consecuencia, cualquier actividad humana generadora de CO<sub>2</sub> impacta negativamente el desarrollo de los travertinos, los cuales pueden incluso llegar a desaparecer si la velocidad de erosión supera a la velocidad de formación.

### Referencias

- Fleming, G. (1975). *Computer simulation techniques in hydrology*. Elsevier. New York. 333 págs.
- Golubic, S. (1973). The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In: *The biology of blue green algae*. (N. G. Carr and B. A. Whitton eds). Blackwell Scientific Publications. Oxford, 434-472.
- González, J.; Ordóñez, S. y García, M. A. (1987): Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios Geol.*, 43, 227-239.
- Olivares Talens, J. (1984). Medio ambiente y desarrollo, necesidad de estudios de impacto ambiental. *I Congreso Español de Geología*. 1, 713-722.
- Ordóñez, S. & García del Cura, M. A. (1983). Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. *Spec. Publ. Ass. Sediment.* 6, 485-497.
- Ordóñez, S.; González-Martín, J. A. y García del Cura, M. A. (1986). Sedimentación carbonática actual y paraactual en las Lagunas de Ruidera. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, IV, 229-255.
- Thraillkill, J. (1968). Chemical and histological factors in the excavation of limestone caves. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, 19-46.
- Torrens, J. *et al.* (1976). Contribución al conocimiento de relaciones entre los acuíferos del Campo de Montiel y la Llanura Manchega «La Leyenda del Guadiana». Simposio nacional de Hidrogeología. Valencia. 1976. 398-420.

Recibido el 3 de Septiembre de 1987

Aceptado el 9 de Febrero de 1988