



ESPELEOTEMAS DE ÓPALO Y PSEUDOCARST GRANÍTICO

Opal speleothems and granite pseudocarst

Espeleotemas de ópalo y pseudocarst granítico

J. Sanjurjo¹, J. R. Vidal Romaní¹, Ll. Pallí² y C. Roqué²

(1) Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal.
Campus de Elviña, 15071 A Coruña (España)

(2) Unitat de Geologia. Departament de Ciències Ambientals.
Universitat de Girona. 17071 Girona (España)

E-mail y Fax del autor correspondiente xemoncho@udc.es - Fax 981167172

Resumen: Los espeleotemas de sílice amorfa (ópalo A) asociados al sistema estructural abierto de las rocas graníticas por las que se produce la circulación lenta de la escorrentía son resultado de la degradación biológica de la roca. Están presentes en muy diferentes ámbitos geográficos, climáticos y geológicos aunque siempre se asocian a granitoides. Presentan dos morfologías diferentes: cuerpos cilíndricos o alargados y formas laminares o en capas. Internamente están formados por un aglomerado de clastos y esferoides de ópalo A con una textura porosa que evoluciona a compacta y masiva, por reiteración de la redisolución/reprecipitación del ópalo amorfo por la circulación del agua a su través después de cada período de lluvia. Una característica final de cada etapa de crecimiento (fin del período lluvioso) es el desarrollo de triquitos o whiskers de minerales, normalmente yeso, en los puntos de salida del agua del espeleotema. Las dimensiones de los espeleotemas son de orden milimétrico (longitud y/o espesor). En este trabajo se describe su morfología y mineralogía a partir de su estudio por M.E.B., DRX. y F.R.X. y se establece una hipótesis genética nueva y más completa que la existente hasta el momento para entender su formación.

Palabras clave: granito, espeleotemas, triquitos o whiskers de yeso, pseudocarst, sílice amorfa.

Abstract: The amorphous silica (opal-A) speleothems associated to the open structural system of granitic rocks where the slow circulation of runoff is produced are mainly the result of the biological degradation of the rock. These speleothems are found in many different geographic, climatic and geological environments though always associated to granitoids. They show two different morphologies: cylindrical or long bodies and laminar or layered forms. They are internally formed by a mass of clasts and spheres of opal-A with a porous texture that evolves to compact and massive due to the reiteration of the re-dissolution/re-precipitation of the amorphous opal by the water that circulates through it after each rainfall period. A final characteristic of each growth stage (end of rainy period) is the development of whiskers of minerals, normally gypsum, on the water output points of the speleothems. The dimensions of the speleothems are millimetric (length and/or thickness). In this paper their morphology and mineralogy are described based on their study by SEM, XRD and XRF, and there is established a new and more complete genetic hypothesis than the one that exists up to now to understand their formation.

Keywords: granite, speleothems, opal, pseudocarst, amorphous silica.



J. Sanjurjo, J. R. Vidal Romaní, Ll. Pallí & C. Roqué (2007). Espeleotemas de ópalo y pseudocarst granítico. *Rev. C. & G.*, 21 (1-2), 123-134.

1. Introducción

La circulación de las aguas de escorrentía o de infiltración a través de los macizos rocosos en general da lugar a procesos de disolución, precipitación y consecuentemente formación de espeleotemas. Las dimensiones y morfologías de los precipitados son diversas y también muy distinta su mineralogía. Disolución y precipitación son bien conocidos en rocas solubles (calizas, yesos, etc.), pero no lo suficiente cuando se trata de rocas no solubles: granitoides, volcánicas y sedimentarias ácidas (areniscas, cuarcitas, etc.) (Vidal Romaní y Vilaplana, 1983). En el supuesto, rocas ácidas no solubles, la mineralogía de los espeleotemas es habitualmente un polimorfo de la sílice (ópalo A). La presencia de espeleotemas de ópalo ha sido descrita en muy diversos ámbitos geográfico-climáticos (España, Portugal, Brasil, Australia, Argentina, Madagascar, EEUU, Nigeria, Argelia, etc.) (Twidale y Vidal Romaní 2005), por lo que se entiende que su generación es independiente del clima aunque siempre se precise de la acción del agua. Cuantitativamente los espeleotemas de sílice amorfa son menos importantes que sus equivalentes en rocas solubles, aunque cualitativamente tienen gran interés para el conocimiento de la meteorización de las rocas ácidas. Los espeleotemas de ópalo A se localizan en todos los sistemas fisurales rocosos en donde fluye el agua a baja velocidad (trickles) (Vidal Romaní & Twidale, 1998; Twidale & Vidal Romaní, 2005). Sin embargo la composición del agua que circula a través de éstos sistemas fisurales presenta una concentración muy baja en los elementos químicos que forman los espeleote-

mas (ver Tabla 1), lo que plantea el problema de cómo a partir de tan bajas concentraciones se puede producir un proceso de concentración que de lugar a la formación de estos depósitos.

El proceso de crecimiento de estos espeleotemas es discontinuo pues depende directamente del régimen de precipitaciones. Al circular el agua por el sistema fisural se producen procesos físicos, químicos, y en especial biológicos, que disuelven, movilizan y precipitan la sílice (y otros elementos químicos) procedentes de la roca base. En el proceso de formación y crecimiento de los espeleotemas tienen gran importancia factores físicos ligados a la circulación del agua como tensión superficial, capilaridad o gravedad que influyen en su movimiento. Esos tres factores tienen un peso equivalente en el resultado final aunque cada uno de ellos es responsable del crecimiento de los distintos tipos de espeleotemas descritos en este trabajo (Vidal Romaní & Vilaplana, 1983). Como en los procesos similares que actúan en rocas solubles el movimiento del agua debe ser muy lento pues de lo contrario no precipitarán (esencialmente por evaporación del agua) los elementos solubilizados ni tendrá lugar tampoco la actividad orgánica debida a bacterias, hongos, crecimiento de diatomeas, etc. corresponsable de la formación de los espeleotemas (Vidal Romaní et al., 1998).

Se han aplicado diferentes técnicas en el estudio de los espeleotemas de ópalo A permitiendo cada una de ellas conocer distintas características de éste tipo de depósitos (Vidal Romaní et al. 1979). La Difracción de Rayos-X indica que se trata de un material no cristalino con picos característicos de éste polimorfo de la sílice (Vidal

Tabla 1. Análisis de aguas de escorrentía en substrato granítico. Todas las muestras están en equilibrio con caolinita y no saturadas en SiO₂. Los valores (excepto pH) están en p.p.m. De Vidal Romaní & Vilaplana, 1983.

Table 1. Analysis of runoff water on granitic substratum. All the samples are in equilibrium with kaolinite and not SiO₂ saturated. Data (except pH) in p.p.m. From Vidal Romaní & Vilaplana, 1983.

Localidad	UXES	TEIXEIRO	ÉZARO	CARNOTA	CARBALLIÑO	OURENSE
pH	6,9	6,9	5,8	6,8	7,6	6,7
SiO ₂	3,7	4,2	3,1	3,7	2,6	2,1
Ca	1	1	1	1	10	1
Mg	2	6	2	2	2	1
Na	17	4	14	15	11	12
K	3	4	16	1	12	9
Al	0,08	0,01	0,07	0,01	0,06	0,06

Romaní & Vilaplana, 1983). Los diagramas de Análisis Térmico Diferencial (Calvo et al., 1983), permiten reconocer el pico endotérmico de baja temperatura (pérdida del agua de hidratación a 145 °C) seguido del pico exotérmico entre 300 °C y 450 °C (alcanza a veces los 500 °C), que corresponde a la oxidación de materia orgánica que recubre el exterior de éstos espeleotemas (Vidal Romaní & Vilaplana, 1983). Sin embargo, el estudio al Microscopio Electrónico de Barrido es el que ha dado mas información que ningún otro método analítico sobre la génesis, morfología y desarrollo de los espeleotemas. Al M.E.B. son apreciables tanto en superficie como en sección delgada las características de los espeleotemas de ópalo A. Su estructura y composición interna se han determinado también en secciones delgadas al microscopio petrográfico (Twidale & Vidal Romaní 2005). En lámina delgada es apreciable su estructura rítmica de acreción en capas y su examen superficial permite distinguir la disposición interna del aglomerado de clastos o esferoides de ópalo A que constituye el espeleotema y su progresivo recubrimiento por capas de ópalo por redisolución de éste durante la circulación del agua a través de él (Vidal Romaní et al., 1998). Sin embargo sea cual sea el tipo de espeleotema estudiado no existen diferencias apreciables (ver tabla 2) en su composición química que es independiente de la roca de partida.

En todos los tipos de rocas ácidas ígneas a los que se asocian los espeleotemas de ópalo biogénico la mayor abundancia elemental corresponde al Si presentando valores mucho menores (entre el 4 y el 10%) los otros elementos (Al, Na, Ca, Mg, Fe) esenciales en la composición de feldspatos y micas. Por ésta razón siempre se ha supuesto (Vidal Romaní et al., 2003) que el Si de los espeleotemas

procede principalmente del cuarzo cristalino y no de los otros silicatos que forman el granito. Este hecho parece confirmarse cuando se consideran los espeleotemas de ópalo amorfo desarrollados en rocas sedimentarias ácidas (areniscas y cuarcitas) (Wray, 1997) donde el único mineral es el cuarzo. Los espeleotemas de ópalo amorfo asociados a rocas sedimentarias ácidas son iguales a los asociados a granitos tanto en morfología como en composición. Y si se consideran los casos de granitos más básicos, es decir sin cuarzo libre, como las sienitas nunca se han encontrado en ellos espeleotemas (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Por todo ello parece lógico pensar que los espeleotemas de ópalo A se forman a partir de la degradación del cuarzo.

Cuando se compara la solubilidad del cuarzo cristalino con la del ópalo biogénico se observan grandes diferencias: la de éste último es aproximadamente diez veces más alta que la del cuarzo. Esto junto a las pruebas evidentes de la asociación de microorganismos con los espeleotemas de ópalo A explica que sin éste paso previo de transformación biogénica no se produciría la formación de espeleotemas.

La disolución del Si depende del pH (Blum & Lasaga, 1988). En ambientes naturales (con valores de pH entre 5-8) la disolución química del Si en estructuras cristalinas (cuarzo) es muy baja (Welch & Ullman, 1993). Sin embargo, después de la meteorización biogénica (realizada por bacterias, hongos, líquenes) se degradan los silicatos y se moviliza el Si (Bennet, 1991; Ehrlich, 1996; Furukawa y O'Reilly, 2006), aunque forme parte de una estructura cristalina estable como la del cuarzo. Por ejemplo, el ataque de los líquenes, muy agresivo, es físico y químico. Aunque estos organismos pueden proteger temporalmente la roca de

Tabla 2. Análisis químicos de espeleotemas (Vidal Romaní & Vilaplana, 1983).
Table 2. Chemical analysis of speleothems (Vidal Romaní & Vilaplana, 1983).

Lugar de procedencia	SiO ₂	H ₂ O	Otros elementos: Al, Mg, Fe, Ca, Na, K
Monte Lapidó (Padrón, A Coruña)	72 %	20 %	8 %
A Rúa (Ourense)	70 %	20 %	10 %
Cavallers (Lleida)	74.5	20 %	6 %
San Feliu de Guixols (Barcelona)	75 %	20 %	5 %
Caldas de Gêrez (Portugal)	73 %	20 %	7 %
Monte Louro (A Coruña)	75 %	20 %	4 %

la erosión aceleran la meteorización y destrucción de las redes cristalinas de los minerales del granito, en nuestro caso del cuarzo. Bacterias y hongos ubicuos en ambientes superficiales producen en ellos los siguientes efectos (Palmer et al., 1991):

-Absorción directa de elementos minerales para su nutrición (Ehrlich, 1996).

-Absorción de elementos disueltos, sirviendo de sumidero temporal de los mismos y acelerando la meteorización del mineral (Barker et al, 1997).

-Acción indirecta de los ácidos orgánicos liberados por los microorganismos (Barker et al., 1997).

La última se considera que es la más eficaz. Los ácidos orgánicos de bajo peso molecular (oxalato principalmente) son los principales agentes en la meteorización biogeoquímica de los minerales del granito (McMahon & Chappelle, 1991). De esta manera, aun siendo el cuarzo muy resistente a la meteorización química en el rango de pH 2,0-8,5 su solubilidad se ve incrementada por los ácidos orgánicos (Brady & Walther, 1990; Bennett, 1991). Este efecto es mucho más acusado en el rango de pH de 5,5-7 habitual en medios naturales. Los ácidos orgánicos incrementan igualmente la disolución de los feldspatos (Vandevivere et al., 1994) aunque en las plagioclasas cálcicas la disolución es más rápida que en las sódicas (Ehrlich, 1996).

Un aspecto complementario al de la disolución del Si es el de su precipitación. En ésta parte del proceso nuevamente intervienen dos vías diferentes: química y biológica. En el primer caso es la evaporación del agua la que da lugar a la concentración y precipitación del Si. La vía biológica se refiere al papel jugado en el proceso por microorganismos que actúan bien como núcleos de precipitación bien incorporando el Si como parte de las estructuras orgánicas. Es el caso de ciertos hongos, que poseen moléculas en su pared que inducen al Si a precipitar como ocurre con las silafinas de diatomeas (Kröger, 1999). También es conocido que algunos organismos producen compuestos quelantes y ácidos orgánicos que influyen en los cambios del pH (Franklin, 1994; Welch & Ullman, 1996). Finalmente la textura clástica o brechoide de los espeleotemas pone de manifiesto que la evaporación, desecación del gel de sílice y su fragmentación clástica marcan el final del proceso. Una

nueva etapa en la circulación del agua sobre o a través del espeleotema se resuelve sin embargo con la cementación, relleno o acreción en capas rítmicas del sistema poroso del espeleotema que ahora se trata más de un proceso químico que biológico.

2. Material y métodos

En este trabajo se estudian muestras de espeleotemas procedentes de dos zonas españolas con características muy contrastadas, en especial a lo que se refiere al régimen de precipitaciones que es, como ya antes se dijo el factor fundamental en el desarrollo de los espeleotemas. Una de ellas corresponde a la provincia de Girona, en el extremo NE de la Península. Se trata de una zona de clima mediterráneo con temperaturas suaves (16 °C de media anual) y precipitaciones moderadas (700 mm por año de media). La otra se sitúa en la provincia de A Coruña, con un clima Atlántico Europeo, caracterizado por temperaturas suaves (13 °C de media anual) y precipitaciones mucho más abundantes (media anual de 1500 mm) que se distribuyen prácticamente a lo largo de todo el año. En ambas zonas el sustrato rocoso es un granitoide con pequeñas diferencias en su composición. Todas las localizaciones corresponden a zonas costeras aunque no inmediatas a la orilla del mar.

Tanto las muestras de la roca base como los espeleotemas formados sobre ellas fueron caracterizados química y mineralógicamente. Para ello se analizaron muestras de la roca base sobre la que se formaron los espeleotemas estudiados y se realizaron análisis de su composición química por F.R.X, y mineralógica por D.R.X. (Tabla 3). Las muestras de espeleotemas se estudiaron también morfológica y mineralógicamente por M.E.B..

2.1. Caracterización de la roca base asociada a los espeleotemas estudiados

Muestra 1: sector de Font del Ferro y Can Planes, Santa Coloma de Farners (Girona).

Muestra 2: Puig de la Llosa, Sant Jaume del Canadal, La Jonquera (Girona).

Muestra 3: inmediaciones de la ermita de Santa Llúcia, La Jonquera (Girona).

Muestra 4: sector del Puig Castellar, Espolla; al norte del campo de tiro de artillería (Girona).

Muestra 5: Castelo, Vimianzo (A Coruña).

Muestra 6: Mas Pallí, Calonge, (Girona).

La muestra 1 corresponde a un monzogranito leucocrático de grano medio, con textura hipidiomorfa granuda, heterogranular, compuesto por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, biotita y moscovita (minoritaria). La muestra 2 es una granodiorita biotítica de textura granuda, heterogranular y de grano grueso, constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. La muestra 3 es una tonalita biotítica de textura granuda, heterogranular y de grano grueso compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita. La muestra 4 es un granito de grano grueso, heterogranular con tendencia porfídica, con megacristales de feldespato potásico inmersos en una matriz granuda formada por un agregado de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. La muestra 5 es una granodiorita biotítica tipo Traba, inequigranular, algo porfídica, hipidiomorfa con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La muestra número 6, es una granodiorita biotítica de grano grueso, con textura hipidiomorfa granuda, heterogranular, compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita.

3. Resultados

3.1. Composición mineralógica de las rocas a las que se asocian espeleotemas

La composición mineral de las rocas asociadas a los espeleotemas según los análisis de D.R.X. es cualitativamente muy similar (son todas granitoides):(cuarzo, sanidina potásica, albita, illita, biotita y microclina intermedia). Los análisis de estas rocas por F.R.X. (tabla 3) muestran diferencias en la composición química. La relación Si/Al presenta variaciones considerables, lo cual es importante dada la susceptibilidad de estos dos elementos a ciertas modalidades de disolución biológica como las relacionadas con ácidos orgánicos (Huang & Kiang, 1972; en Welch & Ullman, 1993). Las proporciones de elementos minoritarios como K y Na apenas varían aunque son fácilmente lavados y difícilmente aparecerán en los espeleotemas, junto

a Si y Al, mucho más estables. El Ca también presenta algunas variaciones de una muestra a otra.

3.2. Composición mineralógica de los espeleotemas

Los resultados de los análisis elementales de los espeleotemas varían según la parte analizada. En zonas con recubrimiento continuo de ópalo aparece siempre una importante presencia de Si y otros elementos en menor proporción (como Al y Fe) debido a su baja movilidad. En algunos casos, aparecen trazas de K probablemente debido a la presencia de pequeños clastos de plagioclasa arrastrados por el agua. Al analizar zonas más porosas, la composición cualitativa es similar, si bien pueden encontrarse otros elementos (Ca) debido a una mayor presencia de granos de feldespato no recubiertos por ópalo-A (fig. 1a).

Se realizaron, también, análisis elementales de los triquitos de los espeleotemas para corroborar su composición con los datos existentes, comprobándose ésta al obtenerse señales importantes de Ca y S (fig. 1b y 1c).

3.3. Caracterización morfológico-genética de los espeleotemas estudiados

De acuerdo con los datos recogidos en los distintos afloramientos estudiados y teniendo en cuenta las clasificaciones morfológicas previas (Vidal Romaní et al. 1983; Vidal Romaní et al. 1998; Twidale y Vidal Romaní 2005) se han distinguido 2 tipos morfológicos de espeleotemas (Vidal Romaní et al., 1998) morfológicamente bien diferenciados: espeleotemas cilíndricos y espeleotemas en costras o láminas.

Los espeleotemas cilíndricos se asocian al goteo o a la circulación capilar del agua a través del sistema fisural del macizo rocoso. Se utiliza para designarlos la misma nomenclatura que sus equivalentes en los medios cársticos s.s.

-*Estalactitas*: se forman en la parte alta de las fisuras de la roca o en el techo de cavidades o aleros cuando el peso de la gota supera la tensión superficial (en donde se produce el goteo). Se suelen desarrollar como formas individuales que terminan en whiskers o triquitos de yeso.

Tabla 3. Análisis de Fluorescencia de Rayos X correspondientes a las rocas asociadas a las muestras de espeleotemas estudiadas en este trabajo. (ppc = pérdidas por calcinación).

Table 3. X-Ray Fluorescence analysis of fresh rock associated to the speleothems studied in this paper (ppc= loss on ignition).

Muestra	N.º 1	N.º 2	N.º 3	N.º 4	N.º 5	N.º 6	N.º 7
SiO ₂	74,40	66,95	63,70	71,70	65,35	73,05	68,70
Al ₂ O ₃	14,50	15,95	17,60	15,05	17,25	14,95	15,70
K ₂ O	5,33	3,54	2,70	4,40	3,66	5,92	3,32
Na ₂ O	3,80	2,79	2,90	3,01	1,60	3,20	2,91
BaO	<0,015	0,062	0,098	0,055	0,75	0,017	0,056
CaO	0,38	3,27	4,58	1,36	0,43	0,32	2,77
Fe ₂ O ₃	0,85	3,81	5,06	2,39	2,11	1,23	3,52
MgO	0,04	1,55	1,43	0,61	2,02	0,09	1,37
MnO	0,037	0,064	0,064	0,054	0,021	0,028	0,067
Cl	0,021	0,027	0,024	0,012	<0,006	<0,006	0,020
Cr ₂ O ₃	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,018	<0,005	<0,005
CuO	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,005	<0,002	<0,002
S	0,003	0,006	0,004	<0,002	0,933	0,008	0,004
Ga ₂ O ₃	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	<0,001
MoO ₃	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,005	<0,001	<0,001
NiO	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	<0,002	<0,002
Nb ₂ O ₅	0,008	0,003	<0,002	<0,002	<0,002	0,007	0,003
P ₂ O ₅	<0,002	0,191	0,244	0,180	0,173	0,034	0,236
PbO ₂	0,008	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003
Rb ₂ O	0,035	0,015	0,014	0,024	0,012	0,044	0,017
SrO	<0,001	0,016	0,024	0,010	0,015	0,002	0,017
TiO ₂	0,02	0,50	0,61	0,29	0,71	0,09	0,46
V ₂ O ₅	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,052	<0,005	<0,005
Y ₂ O ₃	0,010	0,005	0,004	0,006	0,003	0,011	0,004
ZnO	0,006	0,007	0,011	0,009	0,004	0,006	0,008
ZrO ₂	0,013	0,028	0,047	0,023	0,028	0,019	0,025
ppc	0,54	0,92	0,89	0,78	5,31	0,94	0,77

-*Estalactitas en césped*: son asociaciones múltiples de formas cilíndricas muy finas (diámetro máximo 1 mm) y aparecen asociadas al techo o suelo de cavidades. Los espeleotemas crecen por capilaridad del agua a partir de un aglomerado de clastos de sílice amorfa embebido en agua. Al igual que las anteriores terminan en whiskers o triquitos de yeso.

-*Antiestalactitas*: Los espeleotemas crecen por circulación capilar del agua a partir de un aglomerado de clastos de sílice amorfa embebido en agua. Suelen ser mas gruesas (hasta 4 mm de diámetro) y alcanzan desarrollos longitudinales entre 4 y 10 mm. Pueden desarrollar en su extremo terminal whiskers de grandes dimensiones con morfología en coliflor o en seta de hasta 7-8 mm de ancho, aunque también pueden carecer de él.

Los espeleotemas en costras o en láminas se producen esencialmente por circulación del agua en flujo laminar. Su génesis es similar a la de los mismos depósitos en rocas solubles. Se distinguen 4 tipos de espeleotemas (Vidal Romani et al., 1998):

-*Flowstone o coladas*: son recubrimientos continuos de la superficie rocosa que alcanzan espesores variables y que llegan a ocultar, incluso, la microrrugosidad de la roca.

-*Dripstone o depósitos de goteo*: son recubrimientos de superficie asociados a las zonas de caída de los puntos de goteo de las estalactitas.

-*Gour-dams o minipresas*: son acumulaciones con desarrollo lineal y sinuoso. En ellos se retiene el agua temporalmente precipitando la sílice en la

línea de máximo avance de la lámina de agua. Se asocian a superficies planas o poco inclinadas, lo que asegura una circulación lenta.

-Rimstone o rebordes: son espeleotemas lineales en forma de halos de deposición en el perímetro de una fisura, cuando el agua se difunde en paredes rocosas fuertemente inclinadas o incluso en el techo de cavidades o aleros rocosos por tensión superficial y alcanzan algunas micras de espesor en el perímetro de la fisura.

En los espeleotemas se observan tres tipos de texturas diferentes:

(1) textura porosa brechoide/conglomerática, grano soportada, con fábrica abierta con ópalo-A precipitado como esferoides y pequeños clastos. Ocasionalmente se incluyen fragmentos de cuarzo o feldespato, restos orgánicos y microorganismos (fig. 1d).

(2) textura semi-porosa con ópalo precipitado en mayor proporción, con una fábrica más cerrada al aumentar el tamaño de los oolitos por acreción, aunque conserva una porosidad interconectada (fig. 1e).

(3) textura casi cerrada donde el ópalo precipitado en cantidades mayores ocasiona la colmatación de los poros e incluso el recubrimiento superficial del espeleotema (fig. 2a).

En todas las muestras se encontraron triquitos (whiskers) de yeso en diversas zonas, aunque en mayor abundancia en el extremo libre formando un penacho o drusa. Los triquitos aparecen siempre maclados y morfológicamente bien desarrollados (fig. 2e), y asociados a concavidades, canales y poros. Su morfología varía en función del espacio disponible para su desarrollo. Así aparecen:

(1) maclas prismáticas: monoclinicas clase 2/m: en concavidades amplias (fig. 2b).

(2) maclas aciculares: más escasas y solamente asociadas a poros o canales internos (fig. 2c).

(3) maclas planares: muy frecuentes en el extremo libre de los espeleotemas (fig. 2d) y de génesis relacionada con freáticos de gota.

También es frecuente encontrar restos de organismos bien en superficie bien en el interior del sistema poroso del espeleotema. Algunos de ellos se desarrollan en el propio espeleotema (diatomeas, hongos, bacterias, algas) (fig. 2f), mientras que otros han sido arrastrados por el agua desde el exte-

rior del microsistema y proporcionan información de muy variadas características de éste (clima, vegetación, etc.), es el caso de palinomorfos, quisques de crisofíceas, esporas, poliquetos, ácaros, etc.

Hasta el momento no se conoce ningún criterio cronológico válido pues no se conoce un método de datación absoluto o relativo. El único dato conocido es la presencia de espeleotemas bajo las cubiertas de megalitos de mas de 5000 años de antigüedad (Roqué & Pallí, 1996).

4. Discusión

La génesis de espeleotemas de ópalo amorfo es, a la vista de los datos expuestos, el resultado de una interacción de procesos de movilización y posterior precipitación de Si (principalmente) y en menor proporción otros elementos químicos (Al, Ca, Na, K, Fe). Los resultados obtenidos indican que la textura externa e interna y la composición química de los espeleotemas es la misma en las dos zonas de estudio, lo que confirma las similitudes del proceso independientemente de la roca y el entorno climático/geomorfológico.

La formación de los espeleotemas implica tres procesos:

1) Un proceso de alteración del granito producida por mecanismos de tipo químico y biológico, bastante estudiados y conocidos, que originan una movilización de la sílice y otros elementos. En este proceso el pH (5-7) no influye en la movilidad de elementos como el Si y el Al ya que la movilidad del primero es baja a valores del pH bajos y la del segundo lo es a pH entre 4 y 10 (Mason 1966, en Ollier, 1969). Debido a esta limitada movilidad, los factores biológicos juegan un papel fundamental en la alteración del granito y en la movilización de la sílice, como se ha demostrado en los últimos años (Barker et al., 1997).

2) El transporte de agua y elementos químicos en disolución se realiza a través del sistema fisural de la roca, siendo inicialmente fundamental el papel de la gravedad, aunque después, debido a la baja velocidad a la que circula el agua su movilidad va a ser controlada por capilaridad o por tensión superficial como prueba el tipo de espeleotemas formados: antiestalactitas, flowstone y espeleotemas en césped.

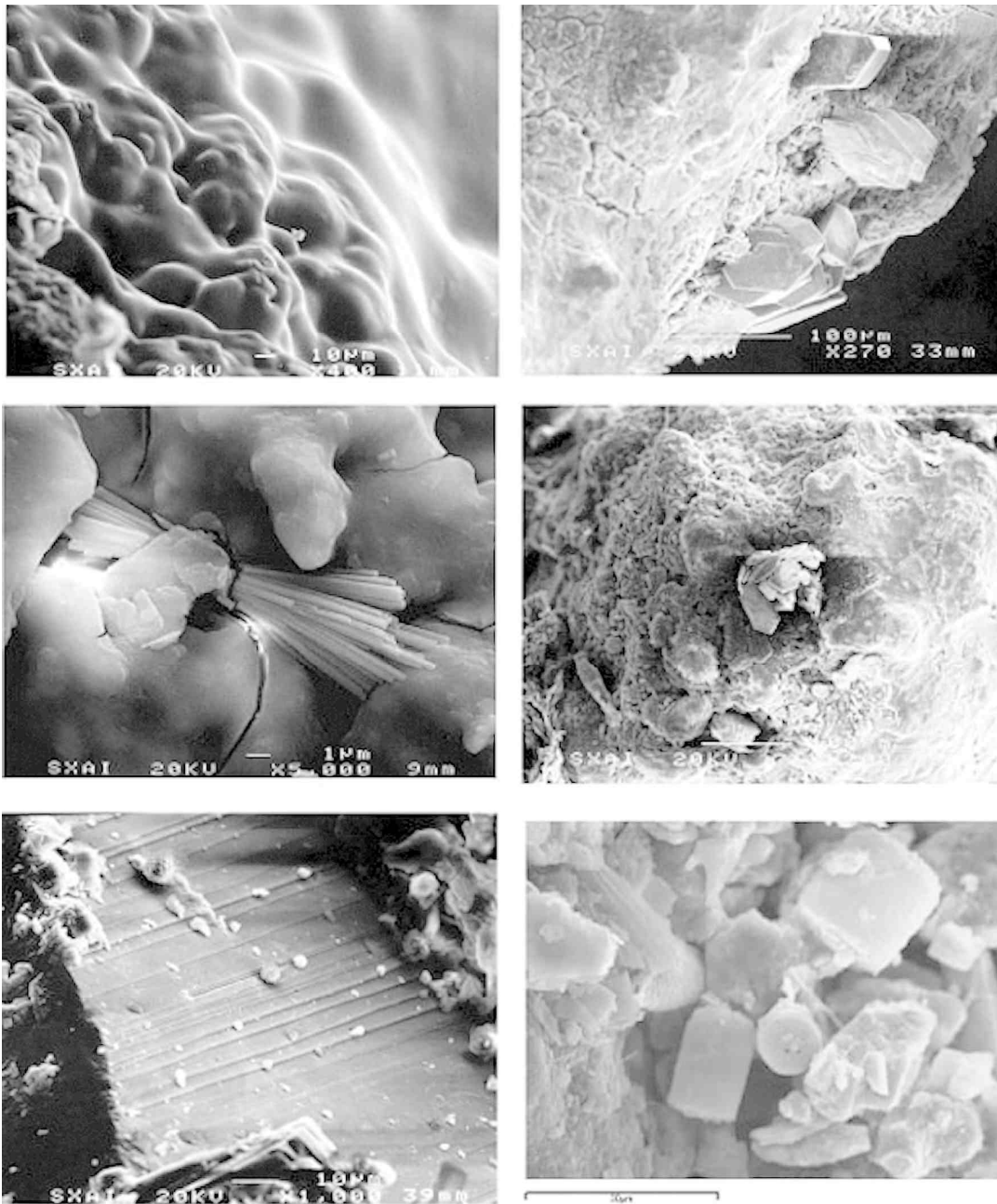


Figura 2. (a) Detalle de una zona con recubrimiento continuo de ópalo-A (muestra 1); (b) poro externo con cristales (prismas monoclínicos) sobre recubrimiento superficial de ópalo resquebrajado (muestra 6); (c) cristales aciculares de yeso en un punto de salida de un canal interno (muestra 1); (d) grupo de cristales planares de yeso en el extremo libre de un espeleotema (Galicia); (e) cristal de yeso con estrías de crecimiento (muestra 3); (f) diatomeas semifosilizadas.

Figure 2. (a) Detail of a zone of continuous opal-A cover (sample 1); (b) Crystals (monoclinic prisms) in an external pore on a cracked superficial opal coating (sample 6); (c) needle-like gypsum crystals in an outlet of an internal channel (sample 1); (d) gypsum sheet-like crystals in the free end of the speleothem (Galicia); (e) gypsum crystal with growth striae (sample 3); (f) semifossilized diatoms.

3) En la etapa final el crecimiento del espeleotema se produce por evaporación (Vidal Romaní & Vilaplana, 1983). Es en esta etapa cuando se produce la formación de triquitos de yeso bien en el extremo libre de los espeleotemas (freáticos de gota), bien en el extremo de pequeños poros. En el primer caso las asociaciones de cristales son maclas planares con distribución radial que sorprendentemente alcanzan sus mayores dimensiones cuando la alimentación del agua se produce por capilaridad (tanto en el caso de las estalactitas como en el de las antiestalactitas) al garantizarse en este caso la circulación del agua a menor velocidad. En el segundo, los poros permiten la salida del agua al exterior por capilaridad con cristalización de formas euhédricas de yeso que se ven influidas en diverso grado por la disponibilidad de espacio.

4.1. Origen del S

En nuestro caso la roca base de los espeleotemas es un granitoide. De los dos elementos básicos para formar el yeso, Ca y S, el primero puede proceder de la alteración de las plagioclasas mientras que el S es más difícil de justificar, por lo que se han postulados dos posibles orígenes: autóctono, (en el caso de que el granito contenga sulfuros, bastante infrecuente), o alóctono, y que sea aportado por la lluvia, por el spray marino en zonas áridas o próximas a la costa. En nuestro caso ambos orígenes pueden ser descartados pues en ninguno de los casos estudiados aquí se han detectado sulfuros en el granito y aunque ambas localidades se hallan próximas a la zona costera no se han encontrado recubrimientos de yeso en otras partes de la cavidad apareciendo sólo en pequeñas cantidades en el extremo libre de los espeleotemas. Otro posible origen para el S, el más verosímil en nuestra opinión, es el biológico. El agua que alimenta el crecimiento de los espeleotemas circula al menos parcialmente a través de acumulaciones de materia orgánica (suelos) o recubrimientos de musgos o líquenes que generalmente recubren la roca. En estos suelos a veces muy esquemáticos (protosuelos) es verosímil esperar que la actividad de ciertos microorganismos (bacterias, hongos) genere sulfatos que son la fuente del S necesario en la última etapa de crecimiento del espeleotema (Twidale y Vidal Romaní 2005). Parece confirmar esta idea la

presencia de microorganismos productores de sulfatos (bacterias, hongos) en todos los espeleotemas estudiados. Esta fase se ha denominado (Vidal Romaní et al. 1998) fase biológica aunque nosotros la llamamos ahora fase biológica-1 para diferenciarla de una última etapa caracterizada por el desarrollo de otro tipo de microorganismos (diatomeas) o fase biológica-2 que marcaría el final de la relación de la vida en el desarrollo del espeleotema. El desarrollo de diatomeas dentro de los poros del espeleotema o aun en su superficie es un hecho conocido desde hace tiempo. Algunos autores (Forti, 2001; Kashima, 1989) suponían, en un principio, que eran introducidas en el micromedio del espeleotema desde el exterior por las aguas de lluvia infiltradas en el sistema fisural rocoso. Sin embargo, cualquiera que sea su origen, su desarrollo se produce en esta etapa final de crecimiento del espeleotema (Vidal Romaní et al. 1998) en especial en el freático de gota asociado al extremo libre (Vidal Romaní et al. 1998). Su período de vida se va reduciendo progresivamente a medida que la evaporación del agua va concentrando ésta hasta convertirse en un gel de sílice que primero sepulta las diatomeas y con ello termina la fase biológica-2. A partir de ese momento se produce la llamada Fase abiótica (Vidal Romaní et al. 1998) caracterizada por la formación de los triquitos o whiskers de yeso que está condicionada por dos procesos químicos: evaporación del agua con progresiva concentración por sobresaturación del ópalo amorfo y crecimiento de los triquitos o whiskers de yeso que son nucleados a partir del gel de sílice que actúa como medio de cristalización. La ausencia de formas de vida en ésta última etapa puede venir justificada por el drástico cambio de pH de ácido (cuando precipita el ópalo amorfo) a básico cuando lo hace el yeso que sería mucho más básico. Durante este proceso, el sulfato cálcico en el agua, aun en bajas concentraciones es capaz de producir whiskers o triquitos caracterizados por su buena idiomorfía. Por lo general se trata de sulfatos aunque en algunos casos (Vidal Romaní et al. 1983) se mencionan crecimientos de carbonatos o incluso de fosfatos (estos no presentan una idiomorfía comparable a la de las otras dos especies minerales mencionadas). La procedencia del Ca se justifica por la meteorización de los feldspatos. El desarrollo de los triquitos se relacionaba inicialmente (Vidal Romaní et al. 1998) con el espacio disponible en el sistema

poroso del espeleotema. Ahora pensamos que al menos en el caso del crecimiento ligado al ascenso capilar del agua en algunos tipos de espeleotemas (antiestalactitas, césped de estalactitas) no viene solamente regido por el espacio ni por la gravedad sino por la porosidad/capilaridad.

La formación de los triquitos o whiskers de sustancias en bajas concentraciones a partir de una base de un gel de sílice es un proceso bien conocido en las experiencias de laboratorio (García-Ruiz *et al.*, 1981 y 1982) y permite el crecimiento de cristales muy puros y con un buen desarrollo morfológico. Las especies minerales que se han hecho cristalizar en condiciones de laboratorio son muy diversas: carbonatos, sulfatos, fosfatos, etc. y coinciden en muchos casos con las observadas en medios naturales como los descritos en éste trabajo. Basándose en éstos datos fue como se estableció (Vidal Romaní y Vilaplana, 1983; Vidal Romaní *et al.* 1998; Twidale y Vidal Romaní 2005) que se trataba del mismo proceso aunque uno en condiciones naturales y el otro en laboratorio. Sin embargo, en los procesos de laboratorio la nucleación-crecimiento de triquitos se produce por evaporación del agua mientras que en los procesos naturales además de la concentración por evaporación otros efectos como capilaridad/porosidad son mucho más efectivos en la formación de los triquitos.

5. Conclusiones

Los depósitos de ópalo A (costras y espeleotemas) son formaciones minerales muy generalizadas en rocas graníticas en ambientes naturales. Se originan aparentemente por meteorización biológica y se asocian a sistemas fisurales a través de los que tiene lugar una circulación de agua a velocidad muy lenta (trickles). El estudio de la estructura interna de los espeleotemas permite distinguir tres etapas en su desarrollo: (1) fase biogénica inicial durante la que la actividad biogénica produce ópalo biogénico (ópalo-A); (2) fase de redisolución durante la que la circulación de agua a través del espeleotema produce una redisolución del ópalo biogénico y su reprecipitación en otra zona del mismo, por lo general en el extremo final, y (3) fase final de evaporación, determinada por el cese

de la lluvia y por tanto de los aportes de agua y durante la que tiene lugar la formación de triquitos de yeso con una morfología subordinada al espacio disponible; clinopinacoides maclados en poros superficiales, maclas aciculares en poros internos y drusas en el extremo libre del espeleotema (freático de gota).

6. Referencias bibliográficas

- Barker, W. W., Welch, S. A., & Banfield, J. F. (1997). Biogeochemical weathering of silicate minerals. En: *Geomicrobiology: interactions between microbes and minerals* (Banfield, J. F. and Nealson, K. H., eds.), Washington: Mineralogical Society of America. 391-428. 1997
- Bennett, P. C. (1991). Quartz dissolution in an organic-rich aqueous system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1781-1797
- Blum, A. & Lasaga, A. (1988). Role of surface speciation in the low-temperature dissolution of minerals. *Nature*, 331: 431-433.
- Brady, P.V. & Walther, J. V. (1990). Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. *Chemical Geology*, 82: 253-264.
- Calvo, R., García Rodeja, E. & Macías, F. (1983). Mineralogical variability in weathering microsystems of a granitic outcrop of Galicia (Spain). *Catena*, 10, 225-236.
- Ehrlich, H. L. (1996). *Geomicrobiology*. 3rd edition. Marcel Dekker, Inc., New York, 719 pp.
- Forti, P. (2001). Biogenic speleothems: an overview. *International Journal of Speleology*, 30A(1/4): 39-56.
- Franklin, S. P., Ajas, A. Jr., Dewers, T. A. & Tieh, T.T. (1994). The role of carboxylic acids in albite and quartz dissolution: An experimental study under diagenetic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(20), 4259-4279.
- García-Ruiz, J. M., López Acevedo, V. & Tavira, P. (1981). Crecimiento de triquitos sobre gel de sílice. I. Aplicación al KBr. *Estudios Geológicos*, 37, 3-8.
- García-Ruiz, J. M. & Miguez, F. (1982). Condiciones de formación del primer precipitado en la técnica del gel de sílice. *Estudios Geológicos*, 38, 3-14.
- Kashima, M., Ogawa T. & Hong S. H. (1989) Volcanic speleominerals in Cheju Island, Korea. *Journal of Speleological Society of Japan*, 14: 32-39.
- Kröger, N., Deutzmann, R. & Sumper, M. (1999). Polycationic peptides from diatom biosilica that direct silica nanosphere formation. *Science*, 286, 1129-1131.
- McMahon, P. B. & Chapelle, F. H. (1991). Microbial production of organic acids in aquifer sediments and its role in aquifer geochemistry. *Nature*, 349: 233-235.
- Ollier, C. D. (1969). *Weathering*. 1st edition. Longman, London, 300 pp.
- Palmer, J. J., Siebert, J. & Hirsch, P. (1991). Biomass and organic acids in sandstone of weathered building: production by bacterial and fungal isolates. *Microbial Ecology*, 21: 253-266.

- Roqué, C. & Pallí, L. (1996). Formas graníticas asociadas a megalitos en el nordeste de Cataluña. *Geogaceta*, 20 (5), 1104-1106.
- Twidale, C. R. & Vidal Romaní, J. R. (2005) *Landforms and geology of granite terrains*. Balkema, London, 351 pp.
- Vandevivere P., Welch, S. A., Ullman, W. J. & Kirchman, D. L. (1994). Enhanced dissolution of silicate minerals by bacteria at near-neutral pH. *Microbiology Ecology*, 27: 241-251.
- Vidal Romaní, J.R., Grajal, M., Vilaplana, J.M., Rodríguez, R., Macías F., Fernández S. & Hernández Pacheco E. (1979). Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia España (Proyecto Louro). *Actas IV Reunión G. E. T. C., Banyoles (España)*, 246-266.
- Vidal Romaní, J. R., Vilaplana, J. M., Martí, C. & Serrat, D. (1983). Rasgos del micromodelado actual en el Pirineo granítico español. *Acta Geológica Hispánica*, nº 18. 55-65.
- Vidal Romaní, J. R. & Vilaplana, J. M. (1983). Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7, 305-324.
- Vidal Romaní, J. R., Twidale, C. R., Bourne, J. & Campbell, E. M. (1998) Espeleotemas y formas constructivas en granitoides. In: Investigaciones recientes en la Geomorfología española. (Ortiz, A. G. & Franch, F. S., Eds.) 1ª edición. Barcelona: *Actas Reunión de Geomorfología (Granada)*. 777-782.
- Vidal Romaní, J. R., & Twidale, C. R. (1998). *Formas y paisajes graníticos*. 1ª edición. Universidade de Coruña, A Coruña, 411 pp.
- Vidal Romaní, J. R., Bourne, J. A., Twidale C. R. & Campbell, E. M. (2003). Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47 (4), 417-437.
- Welch, S. A. & Ullman, W. J. (1993). The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2725-2736.
- Welch, S. A. & Ullman, W. J. (1996). Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(16), 2939-2948.
- Wray, R. A. L. (1997). A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth- Science Reviews*, 42, 137-160.