Distribución, composición y génesis de depósitos silíceos en la cueva volcánica de Branca Opala (Terceira, Islas Azores)

Distribution, composition and genesis of the silica deposits in the Branca Opala volcanic cave (Terceira, Azores Islands)

Raquel Daza Brunet[1], María Ángeles Bustillo Revuelta[1], Maria do Rosário Carvalho[2], João Carlos Carreiro Nunes[3] y Fernando Emanuel Pacheco Pereira[4]

[1] Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC-Madrid, 28006 Madrid, España.
raquel.daza@mncn.csic.es, abustillo@mncn.csic.es
[2] Departamento de Geología, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 1749-016, Lisboa. mdrcarvalho@fc.ul.pt
[3] Departamento de Geociências, Universidade dos Açores, Azores, 9501-801, Ponta Delgada, Azores. jcnunes@uac.pt
[4] Universidade dos Açores y Associação Os Montanheiros, Azores, 977-169, Angra do Heroísmo, Azores. fpereira@uac.pt

ABSTRACT

The Branca Opala cave is a lava-tube located in the basaltic fissurale zone of the island of Terceira (Azores archipelago, Portugal). Three types of deposits are identified inside the cave: stromatolites, terrigenous siliciclastic deposits from the volcanic rock and deposits formed by vegetal remains and terrigenous sediments. In the outer parts of the cave a siliceous tuff is also studied. From the growth substrate three parts are defined in the stromatolites: lower laminar, dendriform-spheroidal and superior laminar. In all of them, filamentous structures are found, and are interpreted as bacteria. The only silica phase forming stromatolites is an inmature, thus relatively recent, opal A. The silica source is not found either in the basaltic host rocks or in the fine volcanoclastic deposits because they are little altered. Groundwaters and runoff would contribute the silica to the cave, where the bacteria would fix the silica, forming stromatolites under subaquatic environments.

Key-words: *Opal, stromatolite, speleothem, volcanic cave.*

RESUMEN

La cueva de Branca Opala es un tubo volcánico localizado en la zona basáltica fisural de la isla de Terceira (Islas Azores, Portugal). Se identifican dentro de la cueva tres tipos de depósitos: estromatolitos, depósitos terrígenos siliciclásticos provenientes de la roca volcánica y depósitos formados por restos vegetales con sedimentos terrígenos. En el exterior, y en zonas próximas, se estudian también tobas silíceas. En los estromatolitos se definen tres partes desde el substrato de crecimiento: laminar inferior, arborescente-esferoidal y laminar superior, encontrándose en todas ellas estructuras filamentosas interpretadas como bacterias. La única fase silícea que forma los estromatolitos es un ópalo A inmaduro, por lo que se deduce que son relativamente recientes. Los basaltos de la cueva, y los sedimentos volcanoclásticos finos no presentan casi alteración, por lo que aguas freáticas y de escorrentía aportarían la sílice a la cueva, siendo fijada por bacterias, y formándose estromatolitos en condiciones subacuáticas.

Palabras clave: *Ópalo, estromatolito, espeleotema, cueva volcánica.*

Geogaceta, 52 (2012), 37-40.
ISSN 2173-6545

Fecha de recepción: 13 de febrero de 2012
Fecha de revisión: 26 de abril de 2012
Fecha de aceptación: 25 de mayo de 2012

Introducción

La cueva de Branca Opala está situada en Canada do Rabão – Caneleiros, cerca de la localidad de Biscoitos, al noroeste (NW) de la Isla de Terceira, en el archipiélago de las islas Azores (Fig. 1). La Isla alberga cuatro volcanes centrales poligenéticos (Pico Alto, Santa Bárbara, Guilherme Moniz y Cinco Picos) y una Zona Basáltica Fisural (Nunes, 2000, 2004) activa en los últimos 50.000 años (Self, 1982).

La cueva de Branca Opala, es un tubo volcánico y tiene una longitud conocida de 99 metros, con una altura máxima de 5 metros y una anchura de hasta 10m. Se enclava en los basaltos de la Zona Basáltica Fisural correspondientes al episodio eruptivo del Sistema Cavernícola Malha - Balcões - Chamusca (<7.130y) (Calvert, 2006, 2011). Estudios previos realizados en la entrada de la cueva, y por lo tanto en zona fótica, han determinado que los recubrimientos de paredes y techo están constituidos por estromatolitos silíceos (Bustillo *et al.,* 2010). En este trabajo se estudian los espeleotemas y otros depósitos en la totalidad de la cueva, definiendo los diferentes tipos petrológicos y su génesis.

Metodología

La cueva fue muestreada en época de sequia, cuando no presenta agua de escorrentía, lo que ha permitido obtener muestras de una gran variedad de depósitos, espeleotemas y de la roca volcánica en la que está enclavada. Durante las estaciones de lluvias torrenciales puede llegar a inundarse, quedando sumergidos muchos de ellos.

La mineralogía se determinó por difracción de rayos X (DRX), mediante diagramas de polvo total, utilizando un Equipo PHILIPS modelo PW1710, equipado con monocromador de grafito. El estudio petrológico fue

Copyright© 2012 Sociedad Geológica de España / www.geogaceta.com

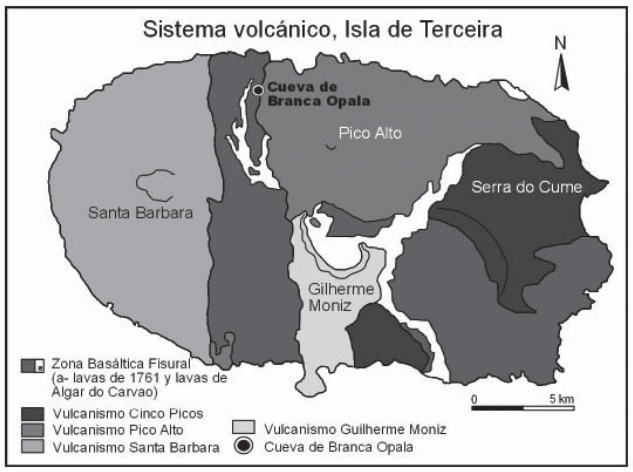

Fig.1.- Situación de la cueva de Branca Opala en la Isla de Terceira (Azores). (Modificado de Nunes, 2004).

Fig.1.- Location of de Branca Opala cave within Terceira Island (Azores). (Adapted from Nunes, 2004).

realizado por microscopía óptica y electrónica de barrido (SEM).En SEM, se trabajó sobre fragmentos de muestras, metalizadas con oro, con un equipo QUANTA 2000, de la casa FEI, realizándose a la vez análisis químicos puntuales, por energía dispersiva (EDS), con un equipo OXFORD-Inca.

Tipos de depósitos

Se han identificado tres tipos de depósitos dentro de la cueva y uno fuera de ella, en las proximidades de la Ribeira de Biscoitos.

Estromatolitos opalinos. Se caracterizan por su morfología exterior botroidal o en forma de mamelones (Figs. 2 y 3), y generan recubrimientos con un espesor de 1-2 cm a 12 cm. Las formas botroidales tienen diámetros de 3 cm a 15 cm. Revisten gran parte de la cueva, principalmente las paredes, aunque hay tramos donde también se encuentran en el techo, cuando éste es bajo.

Fig. 2.- Vista general de una pared de la cueva recubierta de estromatolitos opalinos.

Fig. 2.- General view of a cave wall covered with opal stromatolites.

Fig. 3.-Morfología botroidal de los estromatolitos. La línea dibujada marca el nivel donde se para el crecimiento.

Fig. 3.- Botroidal morphology of the stromatolites. Dash line marks level where growth ends.

Depósitos terrígenos siliciclásticos. El tamaño de grano de estos depósitos es muy fino (< 64 µm). Presentan coloraciones naranjas, amarillas o marrones, y están formados principalmente por fragmentos de roca volcánica, que no presentan casi alteración. Estos depósitos cubren gran parte de la superficie exterior de los estromatolitos, el suelo, las paredes y otros depósitos de la cueva. También rellenan la porosidad interna de muchos espeleotemas opalinos y de la roca volcánica.

Depósitos formados por restos vegetales mezclados con sedimentos terrígenos siliciclásticos. Se acumulan en el suelo, pegados en las paredes (Fig. 4) e incluso en el techo. Es frecuente encontrar los restos vegetales total o parcialmente silicificados.

Tobas silíceas. Se encuentran en las proximidades de la cueva, cerca de los márgenes de la ribera de Biscoitos. Están formados por restos vegetales y fragmentos de rocas volcánicas de todos los tamaños. Los restos vegetales se presentan parcial o totalmente reemplazados y/o cementados por ópalo.

Mineralogía global y fases de la sílice

Mediante DRX se observa que en los estromatolitos silíceos el componente dominante es el ópalo-A ($SiO_2 \cdot nH_2O$), (80-100%), encontrándose en ocasiones como accesorios, feldespatos (5-10%) y excepcionalmente piroxenos (5-10%), que provienen de sedimentos terrígenos finos atrapados en el estromatolito. Los depósitos terrígenos siliciclásticos se componen mayoritariamente de feldespatos (30-80%) y piroxenos (10-45%), que se mezclan frecuentemente con cantidades variables de ópalo A (5-25 %), óxidos de hierro (5%), y muy excepcionalmente caolinita o illita (5-10%). En los depósitos formados por mezclas de restos vegetales y sedimentos terrígenos siliciclásticos, la proporción de ópalo-A y del resto de los minerales varía en función de la cantidad de restos de vegetales que contenga el depósito, alcanzando el ópalo A valores de hasta el 80% porque principalmente reemplaza a dichos restos. Finalmente, las tobas silíceas estan compuestas por ópalo-A (40-90%), feldespatos (10-35%) y en ocasiones piroxenos (5-25%).

El ópalo-A, que es sílice amorfa (Fig. 5), se caracteriza por una banda prominente entre 15 y 30° 2 , con un máximo centrado alrededor de 22° 2 (~4 Å) (Jones y Segnit, 1971). De acuerdo con Smith (1998), este

Fig.4.- Depósito formado por restos vegetales silicificados mezclados con terrígenos siliciclásticos.

Fig. 4.- Terrigenous siliciclastic deposits from the volcanic rock and silicified vegetal deposits with terrigenous remains.

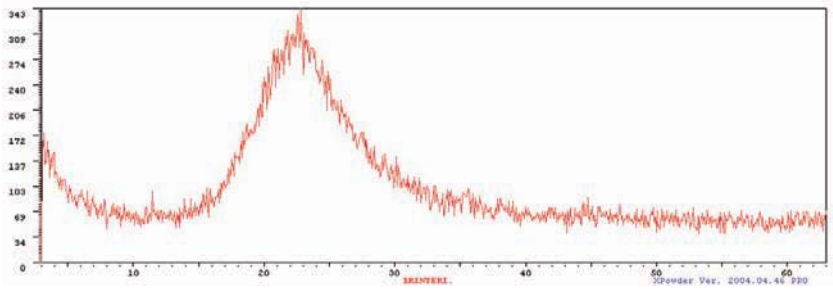

Fig. 5.- Difractograma de Rayos X donde se observa la estructura de ópalo-A.

Fig.5. - X-ray diffraction, showing the structure of opal A.

ópalo -A, sería definido como AG. No se advierte en esta banda, picos alrededor de 4,04, 4.09 o 4,30 Å que podrían indicar un comienzo de formación de ópalo C u ópalo CT (Fig. 5). Haciendo un análisis de la anchura a mitad de altura (FWHM), de la banda centrada en 22 °2 se determina que es un ópalo-A muy poco ordenado o inmaduro (Herdianita *et al.,* 2000), estando en la parte interior de los estromatolitos algo más ordenado (FWHM = 7,84 °2) que en la exterior (FWHM = 8,00 °2). Por otra parte, el ópalo-A menos ordenado se encuentra en las tobas silíceas de los exteriores de la cueva (FWHM =8,56 °2)

Anatomía de los estromatolitos de Branca Opala

Estructura a macroescala. La morfología a macro-escala es botroidal según la clasificación de Wray (1999). La superficie es microrugosa, formada por montículos y surcos, que no pueden verse en el campo debido a que están cubiertos por depósitos terrígenos de grano fino, viéndose solo claramente después de lavar la muestra. El espesor del estromatolito varía entre 1 y 12 cm.

En sección perpendicular al substrato sobre el que crecen se pueden diferenciar tres partes (Fig. 6).

Fig. 6.- Sección perpendicular al substrato de un estromatolito de la cueva de Branca Opala.

Fig. 6.- Perpendicular section to the substrate of a stromatolite of the Branca Opala cave.

La parte inferior (0.5-1 cm de potencia), en contacto con la roca volcánica, está constituida por una microlaminación compacta, y se adapta al microrelieve de ella. La parte media, (1-10 cm de potencia) presenta un crecimiento arborescente, en el que se observa diferentes porosidades y bioconstrucciones. La parte superior (0,5-1 cm de potencia), es también microlaminada compacta, como la inferior, existiendo diferencia entre ambas a escala microscópica.

Estructura a microescala. La parte inferior microlaminada compacta, comienza con una laminación planar, que solo se distorsiona por la adaptación al basalto, y posteriormente evoluciona, en la vertical, a laminada con zonas de acumulación, pseudocolumnares y dómicas (Walter, 1976).

La parte media del estromatolito presenta dos tramos bien diferenciados. El primer tramo, en contacto con la parte inferior, no siempre existe, es parcialmente poroso y en él se observan morfologías esferoidales. El segundo tramo es una zona alveolar y arborescente muy porosa, con formas en abanico, que se yuxtaponen construyendo abanicos mayores.

La parte superior, también laminada compacta está constituida a su vez por dos tramos, el primero corresponde a una interfase en la que coexiste el ópalo alveolar y el microlaminado. El segundo presenta microlaminación paralela con ligeras formas convexas, estando todo el conjunto difuso y poco definido. Finalmente el estromatolito es cubierto por una capa submilimétrica exterior, que contiene óxidos de hierro y minerales opacos.

En SEM, las zonas microlaminadas son compactas, observándose filamentos principalmente partir de moldes y marcas (Fig. 7A). Las microesferas opalinas que constituyen el ópalo-A, en general no se advierten por la intensa cementación, aunque en huecos locales se pueden encontrar. Las partes porosas de los espeleotemas presentan en SEM microestructuras filamentosas individualizadas y mezcladas, en ocasiones, con depósitos terrígenos siliciclásticos de grano fino, y otros microorganismos (esporas, polen, diatomeas, algas y hongos). Se puede diferenciar además partículas redondeadas y microesferas de ópalo-A (tamaños inferiores a 1 mμ, siendo normalmente de 0,3 a 0,5 mμ de diámetro) que forman agregados, cementan huecos o recubren los filamentos bacterianos engrosando su espesor (Fig. 7B).

El análisis químico mediante EDS de las zonas opalinas muestra la existencia de Si, O, y Al y, localmente C que indica la presencia de materia orgánica en los precipitados. Cuando se mezclan con el barro terrígeno que rellena las porosidades interio-

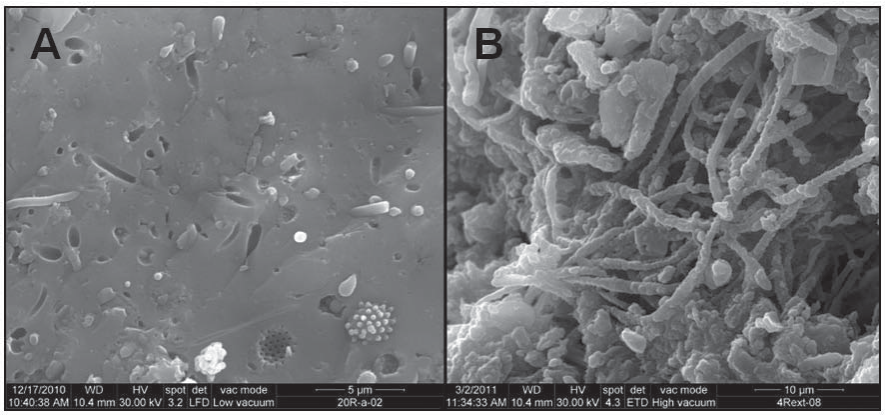

Fig. 7.- Imágenes en SEM. A) Parte compacta del estromatolito, observándose moldes y marcas de bacterias filamentosas. B) Parte porosa del estromatolito con acumulación de bacterias filamentosas recubiertas por sílice .

Fig. 7.- SEM pictures. A) Molds and marks of the bacterial filaments are observed in the compact part of the stromatolite. B) Filamentous bacteria covered by silica are accumulated within porous part of the stromatolite.

res del estromatolito, o recubre la película submilimétrica exterior, se detecta además de Si, otros elementos como Al, Mg, Na, Ca, K y Fe que corresponden principalmente a la composición química de fragmentos muy finos de la roca volcánica.

Discusión y conclusiones

El ópalo es un mineral típico en los tubos de lava (Hill y Forti, 1986), sin embargo, el que este mineral aparezca en gran cantidad y en casi todos los tipos de depósitos es menos frecuente.

Los depósitos terrígenos finos están constituidos por fragmentos de la roca volcánica, que se encuentran muy poco alterados. La acumulación de los depósitos vegetales y sedimentos terrígenos fue debida al flujo de agua que hay dentro de la cueva en las estaciones de lluvias. Cuando el nivel del agua en la cueva fue alto, los restos vegetales se engancharían en las paredes o en el techo, dependiendo de las fluctuaciones del mismo nivel de agua.

Las observaciones de campo muestran que los estromatolitos ocupan las paredes de la cueva hasta una línea definida (Fig. 3). Este hecho sugiere que existió un nivel de agua de máxima inundación, relativamente estable dentro de la cueva, formándose los estromatolitos silíceos por debajo de él.

El crecimiento de los estromatolitos empieza con un biostroma continuo microlaminado, que evoluciona en la vertical a pequeñas acumulaciones, columnas y domos. Posteriormente se recrecen con cuerpos dómicos y/o semiesféricos de mayor tamaño y finaliza con un biostroma similar al inicial. No se observan grandes discontinuidades interiores entre las diferentes partes, solo pequeños rellenos siliclásticos entre columnas por lo que se piensa que el crecimiento fue bastante continuo, posiblemente sin exposición subaérea. La existencia de una película exterior diferente, nos hace pensar que los estromatolitos podrían haber parado su crecimiento.

La composición mineralógica de las fases de la sílice (solo ópalo A muy inmaduro) nos revela que no ha existido casi diagénesis por envejecimiento (Lynne *et al.,* 2008), por lo que pueden ser relativamente recientes, aunque no actuales. Las partes inferiores de los estromatolitos, que presentan un ópalo-A, algo más ordenado, podrían haber comenzado a envejecer concordando con el hecho de que son algo más antiguas.

En todas las partes de los estromatolitos aparecen estructuras filamentosas. La forma y tamaño de los filamentos observados en Branca Opala son consistentes con un origen bacteriano, aunque es difícil la identificación de estas bacterias por su morfología, ya que aparecen solo moldes de ellas, o bien, los fil amentos están recrecidos o encostrados por el ópalo. La existencia de filamentos en espeleotemas formados por ópalo-A, y con formas estromatolíticas, ha sido mencionado en algunas ocasiones (Willems *et al.,* 2002, Aubrecht *et al.,* 2008). En la cueva de Charles Brewer, (Aubrecht, 2008) se describen algunos estromatolitos parecidos a los de Branca Opala. Este autor encuentra, en partes laminadas del estromatolito, microbios que define como bacterias heterotróficas o cianobacterias que se adaptan a un modo de vida heterotrófico, y en las partes que define como peloidales porosas, bacterias tipo Nostoc.

Los minerales que constituyen la roca basáltica en la que está enclavada la cueva (plagioclasas, piroxenos, olivinos.. etc.) no manifiestan casi alteración (Bustillo *et al*., 2010), al igual que los que constituyen los sedimentos terrígenos de dentro de la cueva. Este hecho sugiere un origen externo para la sílice, y que también tiene que explicar el que aparezcan depósitos de tobas silíceas en el exterior de la cueva. Aguas con altas concentraciones de sílice, necesarias para la formación de los estromatolitos y las otras formaciones opalinas, no pueden explicarse por una lixiviación simple de rocas volcánicas por aguas meteóricas. Pensamos en la posibilidad de que en zonas alejadas de la cueva, antiguas fumarolas y/o emisiones de CO_2 del suelo, podrían haber generado un ambiente ácido que facilitaría una gran disolución de rocas volcánicas y/o piroclastos, con liberación de importantes cantidades de sílice. Aguas freáticas y de escorrentía podrían haber transportado esta sílice al tubo volcánico, donde, en zonas de inundación constante y debido a la existencia de condiciones ambientales óptimas, tendría lugar una gran colonización de bacterias, que causaría la fijación de la sílice y la formación de estromatolitos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL-2008-005584-CO2-01 y CGL-2011-27826-CO2-02. La labor investigadora de R. Daza ha sido financiada por la beca JAE-Predoc CSIC del Programa «Junta para la Ampliación de Estudios» cofinanciada por el FSE".

Agradecemos a la "Associação Os Montanheiros" su colaboración, a Alfredo Aparicio Yagüe el estudio de las rocas volcánicas en las que se enclava la cueva, y a Andrea Martín Pérez, y otro revisor anónimo, que con sus comentarios y correcciones, han mejorado la versión preliminar del trabajo.

Referencias

Aubrecht, R., Brewer-Carías, Ch., Šmída, B., Audy, M. y Kováčik, L. (2008). *Sedimentary Geology*, 181, 195.

Bustillo, M., Aparicio, A. y Carvalho, M. R. (2010). *Macla,* 13, 51-52.

Calvert, A. T. (2006). *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 156, 103-115.

Calvert, A. T. in: Nunes, J. C., Garcia, P., Lima, E.A., Costa, M. P. y Pereira, F. (2011). *Workshop "Cavidades Vulcânicas dos Açores: um Mundo de BioGeodiversidade por Descobrir", Universidade dos Açores, Angra do Heroísmo.*

Herdianita, N. R., Browne, P. R. L. y Rodgers, K. A. (2000). *Mineralium Deposita,* 35, 48-62.

Hill, C. A. y Forti, P. (1986). *Cave minerals of the world. National Speleological Society.* Huntsville, Alabama. First edition, 283 p.

Jones, J. B. y Segnit, E. R. (1971). *Journal of Geological Society of Austria,*18, 57-68.

Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Moore, J. y Browne, P. R. L. (2008). *Sedimentary Geology,* 210, 111- 131.

Nunes, J.C. (2000). *Açoreana*, 9, 205-215.

Nunes, J.C. (2004). *Atlas Básico dos Açores.* 60-62.

Self, S. (1982). *Arquipélago,* 3, 329-342.

Smith, D. K. (1998). *Power Diffraction,* 13, 2-19.

Walter, M.R. (Ed.) (1976). *Stromatolites.(Developments in Sedimentology).* Elsevier.

Willems, L., Compère, P., Hatert, F., Pouclet, A., Vicat, J.P., Ek y C., Boulvain, F. (2002). *Terra Nova,* 14, 355-362.

Wray, R. A. L. (1999). *Australian Journal of Earth Sciences,* 46, 623-632.