

**BIOWEATHERING IN IGNEOUS ROCKS
SILICEOUS SPELEOTHEMS
FROM A GEOBIOLOGY VIEWPOINT**

María José López Galindo
PhD Thesis
2013

Director: Juan Ramón Vidal Romani
Co-Director: Jorge Sanjurjo Sánchez



UNIVERSIDADE DA CORUÑA



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

TESIS DOCTORAL

**BIOMETEORIZACIÓN DE ROCAS
ÍGNEAS**

**(Espeleotemas Silíceos desde una
Perspectiva Geobiológica)**

Presentada por: **MARÍA JOSÉ LÓPEZ GALINDO**

DIRECTOR: JUAN RAMÓN VIDAL ROMANÍ

CO-DIRECTOR: JORGE SANJURJO SÁNCHEZ

TUTORA: SOLEDAD MUNIATEGUI LORENZO

A Coruña, julio de 2013



D. Juan Ramón Vidal Romaní, Catedrático de Universidad del Área de Geodinámica externa y Director del Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" de la Universidad de A Coruña.

D. Jorge Sanjurjo Sánchez, Investigador posdoc del Área de Geodinámica externa en el Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" de la Universidad de A Coruña.

Dña. Soledad Muniategui Lorenzo, Catedrática del Departamento de Química Analítica de la Universidad de A Coruña (Tutora)

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada "**Biometeorización de rocas ígneas**" para optar a grado de Doctor por la Universidad de A Coruña presentada por la Licenciada en Geología **MARÍA JOSÉ LÓPEZ GALINDO**, ha sido realizada en la Universidad de A Coruña bajo nuestra dirección y supervisión.

Considerando que constituye trabajo de *Tesis Doctoral*, autorizamos su presentación en el Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" de la Universidad de A Coruña.

Y para que así conste, expedimos el presente certificado en A Coruña a 9 de julio de 2013.

Fdo.

Juan Ramón Vidal Romaní

(Director)

Fdo.

Jorge Sanjurjo Sánchez

(Co-Director)

Fdo.

Soledad Muniategui Lorenzo

(Tutora)



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

TESIS DOCTORAL

**BIOMETEORIZACIÓN DE ROCAS
ÍGNEAS**

**(Espeleotemas Silíceos desde una
Perspectiva Geobiológica)**

Presentada por: **MARÍA JOSÉ LÓPEZ GALINDO**

DIRECTOR: JUAN RAMÓN VIDAL ROMANÍ

CO-DIRECTOR: JORGE SANJURJO SÁNCHEZ

TUTORA: SOLEDAD MUNIATEGUI LORENZO

A Coruña, julio de 2013

Portada: Juan Ramón Vidal Romani

Imagen: Trinema Complanatum (A Porteliña, Pontevedra, Galicia)

Maquetación: Ana Martelli

Para Clara y María

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi más sincera gratitud y aprecio a mi director de tesis, el Dr. Juan Ramón Vidal Romaní por su guía, debates, correcciones, y por su constante estímulo y entusiasmo a lo largo de esta investigación. Por sus muchos días dedicados a ayudarme en los trabajos de campo y laboratorio y gabinete; por su acogida en mis viajes a Coruña, y por su mentalidad abierta que como buen geólogo y científico le caracteriza.

Mi agradecimiento es, asimismo, para Laura González López, que además de ayudarme en la determinación de algunas especies biológicas, también vivió con nosotros esas espléndidas excursiones y esas largas horas de microscopía. Y para los demás miembros del Instituto Xeolóxico Isidro Parga Pondal, en especial, a la Dra. Aurora Grandal d'Anglade, por su ayuda en todo tipo de trámites burocráticos y al Dr. Jorge Sanjurjo Sánchez, por la co-dirección de esta tesis y por compartir sus conocimientos en el manejo del microscopio electrónico de barrido.

También quisiera mostrar mi reconocimiento a los destacados investigadores Dr. Edward Mitchell, Dr. Norman R. Pace, Dra. Edison Archela, Dr. Rafael Molero Baltanás, Dr. Bart Van de Vijver, Dr. Kurt Konhauser, Dr. Daniel Gilbert, Dra. Claudia Seeligmann, Dr. Miguel A. García-Amilibia, Dr. Daniel Charman, Dr. Pedro Galán, Dr. Alexander Muir, Dr. David Notton, Dra. Lília Santos, Dr. Juan de Dios Alché, Dr. Alfonso Díaz Morales, Dra. Isabelle Lavoie, Dr. Jason A. Dunlop, Dr. Luís S. Subías, Dr. Rainer Ehrnsberger, Dr. David Evans Walter, Dr. Gerald Krantz, Dr. Rafael Jordana, Dr. Frans Janssens, Dra. M^a José Luciañez, Dra. Anne Baker y Dr. Octavio Artieda que, de forma totalmente desinteresada, me han prestado su ayuda y consejo en diferentes cuestiones relacionadas con sus respectivas especialidades.

Y por último, con todo el cariño que merecen, a mi familia y amigos, que me apoyaron en todo momento y se privaron de mucho tiempo de convivencia para permitir mi dedicación a este trabajo, que tanto he disfrutado.

RESUMEN

La lenta circulación del agua en los sistemas fisurales de macizos rocosos silíceos permite una notable actividad microbiológica que, junto con el agua, actúan sobre la roca produciendo la disolución del silicio y su posterior precipitación en forma de ópalo amorfo, que constituirá una variada gama de espeleotemas silíceos. Se han estudiado los productos de la meteorización y la microbiota asociada por técnicas de difracción de rayos X y mediante microscopía óptica y electrónica de barrido, estableciéndose las relaciones geobiológicas, roca y biota, que presentan una gran homogeneidad tanto en los tipos de espeleotemas como en los microorganismos implicados, lo que permite deducir que siempre que coincidan los agentes principales: agua, biota y medio físico confinado rico en silicio, se repetirá el mismo resultado.

Esta investigación ha sido elaborada desde una perspectiva geológica, aunque con una amplia base biológica, siendo este nuevo enfoque geobiológico su principal novedad. Además, se ha conseguido ampliar los horizontes previamente establecidos para los espeleotemas silíceos: de cuevas, a pequeños abrigos naturales; de granitos, a cualquier roca con sílice disponible; de lo puramente inorgánico, a un sistema geobiológico, e incluso, todavía a modo de hipótesis, del medio terrestre, a otros posibles ambientes fuera de nuestro planeta.

ABSTRACT

The slow water circulation in the fissure systems of siliceous rocky massifs allows a remarkable microbiological activity that, together with the water, act on the rock producing the dissolution of the silica and its later precipitation as amorphous opal, which will form a varied range of siliceous speleothems. The results of the weathering and the associated microbiota have been studied by means of X-ray diffraction techniques, and optical and electronic scanning microscopy, establishing the geobiological relationships, rock and biota, which present a great homogeneity both in the types of speleothems and the implied microorganisms. This allows inferring that the same result will always be repeated whenever the main agents coincide: water, biota and physical environment.

This research has been carried out from a geological perspective though with a broad biological basis, this new perspective being its main novelty. Moreover, the goals previously established for the siliceous speleothems have been enlarged: from caves to small natural shelters; from granites to any rock with available silica; from purely inorganic to a geobiological system, and even, as hypothesis, from the terrestrial environment to other possible environments outside our planet.

RESUMO

A lenta circulación da auga nos sistemas fisurales de macizos rochosos silíceos permite unha notable actividade microbiolóxica que, xunto coa auga, actúan sobre a rocha producindo a disolución do silicio e a súa posterior precipitación en forma de ópalo amorfo, que constituirá unha variada gama de espeleotemas silíceos. Estudáronse os produtos da meteorización e a microbiota asociada por técnicas de difracción de raios X e mediante microscopía óptica e electrónica de varrido, establecéndose as relacións xeobiolóxicas, rocha e biota, que presentan unha grande homoxeneidade tanto nos tipos de espeleotemas coma nos microorganismos implicados, o que permite deducir que sempre que coincidan os axentes principais: auga, biota e medio físico confinado rico en silicio, repetirase o mesmo resultado.

Esta investigación foi elaborada dende unha perspectiva xeolóxica, aínda que cunha ampla base biolóxica, sendo este novo enfoque xeobiolóxico a súa principal novidade. Ademais, conseguiuase ampliar os horizontes previamente establecidos para os espeleotemas silíceos: de covas, a pequenos abrigos naturais; de granitos, a calquera rocha con sílice dispoñible; do puramente inorgánico, a un sistema xeobiolóxico, e, mesmo aínda a xeito de hipótese, do medio terrestre, a outros posibles ambientes fóra do noso planeta.

ÍNDICE

Pág.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes	3
1.2. Localización geográfica de las zonas muestreadas	8
1.3. Encuadre geológico	10
1.3.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos.....	14
1.3.2. Noreste de Mérida: Berrocal del Rugidero	15
1.3.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos	17
1.3.4. Norte de Córdoba: Las Jaras	18
1.3.5. Sierra de Huelva: Los Marines	20
1.3.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)	21
1.3.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)	22
1.4. Clima: Precipitaciones y Temperatura.....	26
1.4.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos.....	27
1.4.2. Noreste de Mérida: Berrocal del Rugidero	28
1.4.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos	29
1.4.4. Norte de Córdoba: Las Jaras	30
1.4.5. Sierra de Huelva: Los Marines	31
1.4.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)	32
1.4.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)	33
1.5. Vegetación.....	34
1.5.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos.....	34
1.5.2. Noreste de Mérida: Berrocal del Rugidero	34
1.5.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos	35
1.5.4. Norte de Córdoba: Las Jaras	36
1.5.5. Sierra de Huelva: Los Marines	36
1.5.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)	37
1.5.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)	37
1.6. Justificación y objetivos.....	38

1.7. Metodología	40
1.7.1. Métodos de campo	40
1.7.2. Métodos de laboratorio.....	41
1.7.3. Métodos de gabinete.....	45

CAPÍTULO 2: AMBIENTES Y CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN..... 47

2.1. Cavidades típicas para la precipitación	49
2.1.1. Cuevas desarrolladas a lo largo de planos de fractura	50
2.1.2. Cuevas asociadas a bloques.....	52
2.1.3. Tafoni	54
2.1.4. Tubos volcánicos	56
2.2. Afloramientos muestreados	57
2.2.1. Bolos graníticos.....	58
2.2.2. Tafoni	60
2.2.3. Vulcanitas ácidas con morfología estratiforme	60
2.2.4. Metavulcanitas ácidas con morfología esquistosa	60
2.3. Condiciones de precipitación	62
2.3.1. Humedad y circulación de agua	62
2.3.2. Valores de pH.....	64
2.3.3. Microorganismos	66
2.3.4. Temperatura.....	69

CAPÍTULO 3: GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE LOS ESPELEOTEMAS 73

3.1. Fases de formación de los espeleotemas	75
3.1.1. Acumulación polimineral de clastos detríticos	76
3.1.2. Colonización del medio por organismos vivos	77
3.1.3. Disolución y precipitación de la sílice	78
3.1.4. Formación de triquitos o whiskers	81

3.2. Microestructura de los depósitos de ópalo	84
3.3. Clasificación mineralógica de los espeleotemas	93
3.3.1. Espeleotemas con ópalo	94
3.3.2. Espeleotemas de pigotita	96
3.3.3. Espeleotemas de evansita-bolivarita	100
3.4. Clasificación morfogénica de los espeleotemas	102
3.4.1. Depósitos por circulación de agua.....	103
3.4.2. Depósitos por exudación	110
3.4.3. Depósitos por estancamiento de agua	117
CAPÍTULO 4: MICROECOSISTEMA	121
4.1. Contenido Biológico	124
4.1.1. Dominio Bacteria	129
4.1.2. Dominio Eucarya	132
4.2. Relaciones Tróficas	156
4.3. Ciclo del Silicio.....	161
FIGURAS	171
CAPÍTULO 5: ESPELEOTEMAS Y CLIMA.....	227
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN Y RESULTADOS	233
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	245
BIBLIOGRAFÍA	253
ANEXOS	
ANEXO I. Silicio: un elemento indispensable para microecosistemas en la Tierra y posiblemente fuera de ella.....	289
ANEXO II. Inventario muestras de campo.....	305
ANEXO III. Inventario amebas testáceas.....	311
ANEXO IV. Inventario diatomeas.....	315
ANEXO V. Inventario pólenes.....	319

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El estudio de los procesos de alteración de cavidades desarrolladas en rocas con un alto contenido en silicio, es ya muy antiguo. Los primeros espeleotemas fueron descritos por primera vez por Alexander Caldcleugh (1826) en Río de Janeiro (Brasil), como estalactitas silíceas formadas en el contacto entre dos cuerpos gnéisicos.

Durante muchos años, estas concreciones no fueron analizadas más que química y morfológicamente. Se dejaban así de lado aspectos de gran interés para la interpretación de estos depósitos como la génesis, desarrollo y mineralogía de estos depósitos.

Es a partir de 1979 (Vidal Romaní, J.R. et al., 1979, 1983; Vidal Romaní, J.R. 1983) cuando comienzan a estudiarse de forma sistemática, empleando no solo los exámenes de visu, sino también estudios de análisis químico elemental, DRX, FRX, ATD, TG y observaciones morfológicas a través de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) que son, en su conjunto, las técnicas que han permitido avanzar de forma espectacular en el estudio de estos depósitos.

En un principio, se suponía que la génesis de estos depósitos era exclusivamente un proceso químico de disolución de los minerales de la roca y posterior precipitación del soluto por sobresaturación (por evaporación). En estudios posteriores (Kuznetsov, S.I., 1975; Saavedra y Sánchez, 1981), realizados en depósitos análogos a espeleotemas, se menciona la relación directa entre su formación y la actividad biológica desarrollada por bacterias. Más tarde, Vidal Romaní y Vilaplana (1984) extrapolan estos datos, y hacen extensible esta idea también para los espeleotemas en rocas graníticas. En esta etapa empiezan también a hacerse análisis químicos y morfológicos de estos depósitos. Se determina, asimismo, la mineralogía del penacho que presentan algunos espeleotemas y se intenta explicar su génesis asimilándolos a los whiskers que en el

laboratorio se hacen cristalizar a partir de soluciones en hidrogeles de silicio de distintas sustancias (sulfatos, carbonatos, fosfatos, etc.) en muy baja concentración (García y Amorós, 1978; Tavira y Amorós, 1980; García, et al., 1981; García y Miguez, 1982).

En esta etapa desarrollada esencialmente durante el Siglo XX se avanza en el estudio de la mineralogía de los espeleotemas, que dejan de considerarse exclusivamente formados por sílice amorfa (ópalo), identificándose otros minerales como: yeso, anhidrita, calcita, cloruro sódico, fosfato cálcico, calcantita, evansita, entre otros. Wray (1997) recopila información sobre la diversidad mineralógica de los espeleotemas desarrollados en rocas silíceas: goethita, ópalo, calcedonia, cristobalita, tridimita y limonita, son los minerales descritos en este artículo. Este autor hace especial hincapié en la posibilidad de formas kársticas sobre materiales silíceos.

Posteriormente (Vidal Romaní et al., 1998; Fernández Verdía et al., 2000), describen de forma detallada las fases de formación de los espeleotemas, distinguiendo en el proceso dos etapas: una primera, biogénica, donde el sedimento presenta una textura porosa formada por acumulación de clastos angulosos de ópalo amorfo, producidos durante la desecación de la sílice amorfa debida a la disolución de los minerales del granito, a partir del agua, más los productos metabólicos, aportados por la actividad de las bacterias que desarrollan su actividad en el medio; y otra segunda, de redisolución, en la que se produce la precipitación de películas externas y la colmatación del sistema poroso. Asimismo, se describe dentro de esta última fase la formación del penacho del espeleotema formado por el crecimiento de triquitos de yeso. Por otra parte, los autores de este artículo reflejan como únicos factores determinantes para la formación de estos depósitos, un sustrato de rocas ácidas, un sistema fisural en la roca parcialmente abierto y la existencia de agua.

Posteriormente, Vidal Romaní et al. (2003) distinguen en el proceso tres fases de formación de los espeleotemas. En la primera fase biogénica, se produce la precipitación de sílice tanto en forma de clastos como de oolitos, dando lugar a la formación de una matriz porosa. En la segunda fase, de redisolución y precipitación, se produce el relleno de los huecos de esta matriz y la precipitación de una pátina externa. En la tercera fase, de concentración, la característica más notable es la formación del penacho que según los autores del trabajo está constituido en la mayor parte de los casos por yeso: el sulfato provendría de la oxidación de la materia orgánica por parte de las bacterias y el calcio de la alteración de las plagioclasas contenidas en el granito. Por otra parte, se clasifican, asimismo, los tipos de espeleotemas y de penachos atendiendo a su morfología.

Poco tiempo después, Vidal Romaní y Sanjurjo Sánchez (2005) clasifican nuevamente los espeleotemas de una forma más precisa en: espeleotemas cilíndricos y espeleotemas en costras o láminas. Asimismo, dentro de los primeros se hace una diferenciación entre estalactitas, cuando son producidas por goteo, y antiestalactitas, cuando se forman por capilaridad. Por otra parte, los espeleotemas en capas son clasificados en: flowstones, cuando son cubiertas continuas de diferente grosor; gour-dams, cuando tienen un desarrollo linear y sinuoso que retiene el agua temporalmente; y rimstones, cuando halos diminutos de ópalo-A se forman alrededor de puntos de salida de agua situados en el techo o pared de una cavidad. Los autores concluyen especificando la necesidad de un flujo lento de agua, así como de la presencia de actividad biológica, que acelere la degradación del cuarzo, para su posterior depósito como sílice amorfa.

Sanjurjo Sánchez et al. (2006) amplían la clasificación de estas formaciones añadiendo un tercer tipo de espeleotemas cilíndricos, los espeleotemas erráticos, que son aquellos que se desarrollan indistintamente en el suelo y techo de las cavidades, delgados y sinuosos y cuyo crecimiento está influido por factores externos como el viento. También amplían la clasificación de los espeleotemas en capas añadiendo

otro tipo más, los dripstones, que son depósitos superficiales asociados a puntos de goteo. Por otra parte, en este trabajo, también se describen las distintas texturas superficiales que pueden presentar los espeleotemas: porosa brechoide/conglomerática, formada por oolitos, clastos y microorganismos; parcialmente cerrada, con mayor precipitación de ópalo pero con huecos aún interconectados; y compacta, de poros colmatados y recubrimiento continuo de ópalo. Se señala, asimismo, el papel de bacterias, hongos, algas y líquenes en el proceso de alteración de los minerales de sílice, debido a que los ácidos orgánicos aumentan la solubilidad de la sílice y de la sílice amorfa, sobre todo a valores de pH comprendidos entre 5,5 y 7.

Vidal Romaní y Vaqueiro (2007) clasifican las cavidades graníticas, en las que se desarrollan los espeleotemas, en tres tipos: cavidades desarrolladas a lo largo de principales planos de fractura, cavidades en bloques, y cavidades en el interior de un bloque o tafoni. Por otra parte, en este artículo se resalta el carácter discontinuo del proceso de formación de los espeleotemas debido a la estrecha relación existente entre este y los aportes de agua de lluvia.

Sanjurjo et al. (2007) reflejan de forma explícita que la formación de espeleotemas depende de tres factores físicos ligados a la circulación del agua que son: tensión superficial, capilaridad y gravedad. Se requiere un movimiento del agua muy lento para permitir, por una parte, la precipitación y por otra, la actividad de microorganismos que actúan bien como núcleos de precipitación, bien incorporando el Si como parte de las estructuras orgánicas. Después de la aplicación de diferentes técnicas, se llega a la conclusión de que la composición y morfología de los depósitos son independientes de la composición de la roca ácida a partir de la cual se forman. Afirman, asimismo, que la transformación biogénica previa es imprescindible para la formación de espeleotemas. En cuanto a la clasificación de las formaciones, se añade un tercer tipo de espeleotemas

cilíndricos, en sustitución de los espeleotemas erráticos, las estalactitas en césped, que son asociaciones de formas cilíndricas muy finas que crecen por capilaridad y que aparecen en el techo o suelo de las cavidades. Y por último, constituyen dos fases de formación para los espeleotemas, la fase biológica y la abiótica. La fase biológica es dividida a su vez en fase biológica-1, en la que proliferan bacterias y hongos que darán lugar al S necesario para la formación de los penachos, y fase biológica-2 en la que se desarrollarán diatomeas que marcarán la etapa final de crecimiento del espeleotema, con la evaporación y concentración del gel de sílice que terminará por sepultar a las diatomeas. La fase abiótica es la etapa de formación de los triquitos o whiskers de yeso que darán lugar al penacho.

Vidal Romaní et al. (2010) hacen una síntesis de los datos existentes hasta el momento, además de describir con detalle los tres principales tipos de depósitos según su mineralogía: ópalo-A, pigotita y evansita-bolivarita (ver García-Guinea et al., 1995). Es novedoso el estudio de los espeleotemas de pigotita, formados por acreción rítmica de capas concéntricas claras (Al), que corresponderían con un crecimiento estacional de verano, y otras oscuras (Fe), propias de periodos invernales, con más aportes de lluvia. Uno de los aspectos novedosos de este trabajo es que se realizan por primera vez dataciones con isótopos radioactivos (^{14}C). Aunque en otros ambientes pseudokársticos, cuevas en cuarcitas, González y Gómez (2002) miden edades de 40 kyr., y Lundberg et. al. (2010) de hasta 300-400 kyr, esta es la primera cita de dataciones en espeleotemas de ópalo en cuevas graníticas, dando edades de hasta 3000 años B.P. para los depósitos de pigotita. Nuevamente, la clasificación morfológica de los espeleotemas es mejorada, incluyendo estalagmitas como un tipo de espeleotema cilíndrico y eliminando los dripstones de los espeleotemas planares. Es de interés, la consideración de los espeleotemas como pequeños ecosistemas en los que se sustituyen diferentes microorganismos relacionados con la presencia y circulación de agua. Por último, se describe de forma detallada el proceso de formación de estos depósitos. El cuarzo y los otros silicatos son meteorizados por la actividad bacteriana,

formándose un gel de sílice que cuando se deseca da lugar a clastos de ópalo, por cuyos intersticios circula el agua siendo la base para el desarrollo de bacterias, hongos y algas, que germinarán en los periodos húmedos y formarán esporas de resistencia en los secos, que podrán ser incluso cubiertas por la precipitación de nuevo gel de ópalo. Cuando este gel está disuelto, puede ser usado por diatomeas para la formación de sus propias estructuras orgánicas. En la última fase, otros microorganismos de mayor tamaño como los ácaros viven gracias a la humedad y materia orgánica existentes en la superficie del espeleotema. El S producido por la actividad orgánica y el Ca procedente de la alteración de las plagioclasas dan lugar a cristales de yeso que cristalizarán para formar el penacho de los espeleotemas.

Si inicialmente se daba por supuesto que la formación de los espeleotemas en cavidades de rocas ígneas eran de edad reciente o subactual, las primeras dataciones por radiocarbono (Vidal Romaní, J.R. et al., 2010) o por OSL (Sanjurjo, J. y Vidal Romaní, J.R., 2011) que se han realizado sobre estos espeleotemas indican que, de manera similar a sus homónimos en cavidades calcáreas, pueden tener miles de años de antigüedad, lo que presta un mayor interés al estudio. Por otra parte, también permiten determinar series paleoclimáticas en medios como las cavidades en rocas ígneas, lo cual significa un gran avance, ya que hasta el momento se pensaba que el registro sedimentario de este tipo de cavidades no permitía obtener de datos paleoclimáticos.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LAS ZONAS MUESTREADAS

El presente trabajo reúne los resultados obtenidos del estudio en superficie de rocas graníticas distribuidas por diferentes lugares geográficos. Así se pretende llegar a interpretaciones más globales de un mismo proceso.

Las muestras estudiadas han sido tomadas de diferentes zonas localizadas en la parte suroccidental de la Península Ibérica y más concretamente de áreas localizadas en Extremadura y Andalucía occidental. La mayor parte de ellas están en Andalucía: sierra y Cuenca Minera de Huelva (Los Marines, Campofrío y Riotinto-Peña del Hierro) y sierra de Córdoba (Las Jaras). El resto corresponde con zonas de Extremadura: sur de Badajoz (Alto de Barruecos), noreste de Mérida (Berrocal del Rugidero) y oeste de Cáceres (Los Barruecos) (Fig. 1.1). Son zonas de relieves muy suaves, en las que destacan algunas colinas rocosas residuales sobre un manto de alteración arenitizado, por lo que ha sido complicada la localización de afloramientos adecuados.

Por otra parte, para darle un valor más global al estudio y a modo comparativo, también se han utilizado muestras procedentes de otros lugares de España (varios puntos de Galicia) y de otros países del mundo tales como Portugal, Suecia, Austria, Australia y Swazilandia.

Las áreas estudiadas son lugares muy concretos (Anexo I) localizados en las hojas del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, de Nerva (hoja nº 938), Aracena (hoja nº 917), Santa Olalla del Cala (hoja nº 918), Monesterio (hoja nº 897), Córdoba (hoja nº 923), Miajadas (hoja nº 753) y Cáceres (hoja nº 704).



Fig. 1.1. Localización geográfica de las zonas de estudio.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Todas las muestras estudiadas han sido tomadas de áreas enclavadas dentro del Macizo Ibérico, concretamente de la Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) y Zona Sudportuguesa (ZSP) que son tres de las zonas, de la división que hace Lotze, F. en 1945, para este macizo. Este autor distribuye el Macizo Ibérico en seis áreas, que de norte a sur son: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdica, Ossa-Morena y Sudportuguesa. Esta es la división más antigua actualmente aceptada, si bien, posteriormente fue modificada en Julivert et al. (1972), uniéndose dos de estos territorios, el Galaico-Castellano y el Lusitano-Alcúdico, en uno único que fue llamado Zona Centro Ibérica (Vera, 2004) (Fig. 1.2).

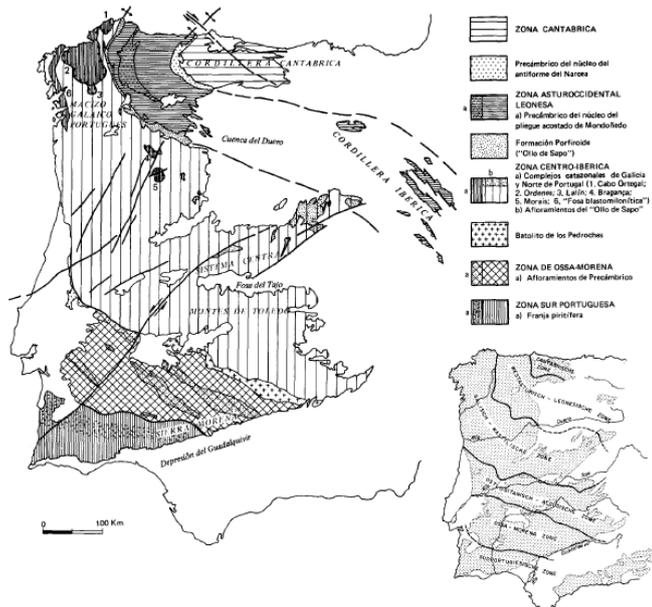


Fig. 1.2. División en zonas del Macizo Ibérico, según Julivert et al. (1972; mapa superior) y según Lotze (1945; mapa inferior). Figura tomada de Julivert et al. (1983).

La **Zona Centro Ibérica (ZCI)** ha sido subdividida según criterios estratigráficos (Vera, 2004) en dos dominios, uno más septentrional constituido por una formación de porfiroides y gneises glandulares conocida como Ollo de Sapo (Parga Pondal et al., 1964) y otro más meridional y ancho formado por una potente serie terrígena denominada Complejo Esquisto-grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Texeira, 1955), salvo al sur del Batolito de los Pedroches, donde las rocas son similares a las de la Zona Ossa-Morena. Una característica esencial de la ZCI es la gran abundancia de batolitos graníticos sin- o tardi-cinemáticos. Dichos batolitos aparecen dispersos dentro de una banda de 600 Km de ancho que no muestran ninguna polaridad en relación con la dirección de las estructuras variscas, ni en edades ni en tipología.

Algunas de las muestras utilizadas en este trabajo (Los Barruecos y Berrocal del Rugidero) han sido tomadas de estos plutones graníticos, en general conocidos como Granitoides de la Serie Mixta intruidos en el Complejo Esquisto-grauváquico, y de los que cabe destacar cuatro, como los más característicos: el de Cabeza de Araya, Trujillo, Alcuéscar y Campanario-La Haba.

La **Zona de Ossa-Morena (ZOM)** está constituida por materiales que van desde el Proterozoico superior hasta el hasta el Carbonífero, deformados por pliegues asimétricos o acostados vergentes hacia el suroeste y metamorfizados en grado variable. En sus límites con las zonas adyacentes se localizan rocas básicas de afinidad oceánica. La estructura de esta zona se debe a varias fases de deformación varisca, acompañadas de un metamorfismo de grado bajo o muy bajo. Existen intrusiones de granitoides de varias fases: vendienses, cámbricos, carboníferos sin-orogénicos y carboníferos post-orogénicos (Vera, 2004).

A esta zona pertenecen las áreas de estudio de: Las Jaras, al norte de la ciudad de Córdoba; el Alto de Barruecos, al sur de la provincia de Badajoz; y Los Marines, localidad situada al norte de la provincia de Huelva.

Teniendo en cuenta las diferentes nomenclaturas y divisiones establecidas por diferentes autores (Delgado-Quesada et al., 1977; Chacón et al., 1974; Quesada, 1983) en la Zona de Ossa-Morena, y atendiendo a la disposición de los afloramientos paleozoicos y su estructuración en grandes anticlinorios y sinclinorios (Bard, 1969; García de Figuerola y Franco, 1975; Chacón et al., 1983; Apalategui, et al., 1990a) se ha dividido la Zona de Ossa-Morena, de norte a sur, en las siguientes unidades (Sánchez Jiménez, 2003):

- a) Dominio Valencia de la Torres-Cerro Muriano
- b) Dominio de la Sierra Albarrana
- c) Sinclinorio de Zafra-Alanís
- d) Anticlinorio Olivenza-Monesterio
- e) Sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra
- f) Sinclinorio de Barrancos-Hinojales
- g) Banda Metamórfica de Aracena

El magmatismo de la ZOM (Sánchez Jiménez, 2003) se dispone según alineaciones de dirección NO-SE siguiendo la dirección principal de sus estructuras tectónicas. Las principales características del magmatismo en la Zona de Ossa-Morena, son: 1) el pequeño tamaño de los cuerpos plutónicos que se distribuyen formando alineaciones magmáticas, 2) la frecuente asociación de rocas básicas y ácidas, es decir, un magmatismo bimodal, 3) la abundancia de macizos de carácter fundamentalmente básico (dioritas, microdioritas, gabros y rocas ultramáficas) como, por ejemplo, el complejo de Beja y 4) la existencia de rocas con composiciones a veces hiperalcalinas.

Sánchez Carretero et al. (1990) clasifican el magmatismo de la Zona de Ossa-Morena en función de su edad o ciclo tectonomagmático en: magmatismo precámbrico que se relaciona con la orogenia Cadomiense y magmatismo paleozoico que lo hace con la Varisca.

La **Zona Sudportuguesa (ZSP)** es la más meridional de las diversas zonas geológicas que se han diferenciado en el Macizo Ibérico. Se extiende desde el suroeste de Portugal hasta la Sierra Norte de Sevilla. Desde un punto de vista geológico, esta zona limita al norte con la Zona Ossa-Morena mediante un contacto tectónico complejo y al sur con los materiales más modernos de la cuenca del Guadalquivir. Está constituida por rocas del Paleozoico, desde el Devónico medio al Pérmico. Tradicionalmente se distinguen cinco dominios geológicos con características litológicas, estructurales y paleogeográficas diferentes que son: 1) Dominio de Pulo do Lobo, 2) Faja Pirítica Ibérica, 3) Dominio del Suroeste Portugués, 4) Batolito de la Sierra Norte de Sevilla y 5) la Cuenca Pérmica del Viar (Olías, M. et al., 2008).

De todos estos dominios el que más extensión ocupa y del que han sido tomadas las muestras (Campofrío y Riotinto-Peña del Hierro) es la Faja Pirítica Ibérica, que es una banda de unos 200 Km de largo y 40 Km de anchura que, siguiendo las directrices hercínicas, se extiende desde el sur de Lisboa en Portugal hasta las proximidades de la ciudad de Sevilla en España. Su registro estratigráfico está formado por rocas sedimentarias e ígneas de edad Devónica y Carbonífera. Tradicionalmente la FPI ha sido dividida en tres regiones litoestratigráficas (Schermerhorn, 1971). De muro a techo son: a) Grupo Pizarroso-Cuarcítico (P-Q) constituido por una potente serie detrítica de pizarras y areniscas, b) Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS), de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, formado por vulcanitas félsicas y máficas intercaladas en rocas sedimentarias de diverso origen, entre las que se incluyen los sulfuros masivos que caracterizan a la región, y c) Grupo Culm, de edad Carbonífero, compuesto esencialmente por alternancias de pizarras, areniscas y algunos conglomerados constituyendo secuencias características de depósitos turbidíticos (González et al., 2004).

1.3.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos

A unos 11 Km al oeste de Cáceres se encuentra la población de Malpartida de Cáceres. El monumento natural de los Barruecos (Fig. 1.3) está situado a unos 3 Km al sur de dicha población. Geológicamente este enclave se ubica en la Zona Centro Ibérica, dentro del dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Este paraje es un paisaje típicamente berroqueño esculpido sobre las rocas graníticas que constituyen el Batolito de Cabeza de Araya. Las rocas de las que está compuesto pertenecen a los Granitoides de la Serie Mixta, principalmente granitos biotítico-moscovíticos con megacristales de feldespato. Petrográficamente, estos granitos se caracterizan por su textura porfídica-hipidiomórfica granular de grano grueso a muy grueso. Como minerales esenciales se encuentran: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, y moscovita. Circón, apatito, cordierita, andalucita, turmalina, sillimanita, óxido de hierro y casiterita, como accesorios (Tena-Dávila y Corretge Castañón, 1980).



Fig. 1.3. Panorámica del afloramiento de los Barruecos (Malpartida de Cáceres).

1.3.2. Noreste de Mérida: Berrocal del Rugidero

El paraje del Berrocal del Rugidero se encuentra en el Parque Natural de Cornalvo, al noreste de la ciudad de Mérida. Desde un punto de vista geológico esta zona se localiza inmediatamente en el borde meridional de la zona Centro Ibérica, según la división que del Macizo Hespérico se realiza en JULIVERT et al. (1972) y según los límites definidos en Delgado Quesada et al. (1977) y Chacón (1982) entre las zonas de Centro Ibérica y Ossa Morena (Insúa, M. et al., 2005).

El paraje conocido como Berrocal del Rugidero (Fig. 1.4) constituye un importante macizo, denominado en ocasiones de Sierra Bermeja, que corresponde a la parte más oriental del Batolito de Mérida. Está caracterizado por afloramientos de pequeñas dimensiones, separados entre sí por zonas de arenas de alteración que confieren al paisaje una morfología de suaves ondulaciones. En zonas donde la alteración es menos intensa presentan, a menudo, fracturas frescas y morfología de grandes bloques; en áreas marginales la roca aparece con un notable aspecto cataclástico. Es común un diaclasado subvertical muy espaciado según una dirección NE y NO acompañados por otro sistema subhorizontal más denso.

La roca es una granodiorita con tendencia a facies de monzogranitos. Presenta un color blanco-grisáceo, variando a tonos rosados o amarillos según zonas y grado de alteración. Texturalmente la roca es holocristalina, granuda, porfídica y poiquilítica, de grano medio a grueso (3-5 mm) y con fenocristales de entre 6-10 cm. A escala del afloramiento se pueden reconocer texturas gráficas de cuarzo en feldespato potásico. Este también presenta numerosas pertitas en los cristales grandes. En los alrededores del arroyo de las Muelas y las Charcas de la Mezquita se reconocen concentraciones de feldespato que al alterarse producen masas de caolín; también se dan áreas con orientaciones de flujo de fenocristales. Mineralógicamente se compone de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y moscovita (no siempre). Como minerales

accesorios aparecen apatito, circón, cordierita y turmalina (Insúa et al., 2005). Localmente, se encuentran afloramientos en los que alternan zonas con importantes acumulaciones de megacrístales de feldespato ($100 \text{ megacrístales/m}^2$) junto a otras prácticamente desprovistas de ellos (Sarrionandia et al., 2004).



Fig. 1.4. Paraje Berrocal del Rugidero, al noreste de Mérida (Badajoz).

En los estudios petrológicos se han podido observar plagioclasas zonadas ($\text{An}_{30}\text{--}\text{An}_{10}$) y numerosas pertirtas en los cristales grandes de feldespato alcalino, los cuales han continuado su cristalización en etapas magmáticas tardías, ya que sus bordes son intersticiales.

La forma de alteración más común se manifiesta por la notable saussuritización de las plagioclasas y una más ligera cloritización de

biotitas. El feldespato potásico está a menudo caolinizado y la moscovitización de la roca es tardimagmática (Insúa et al., 2005).

1.3.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos

El afloramiento granítico del Alto de Barruecos (Fig. 1.5) está ubicado junto al Km. 733 de la antigua nacional (N-630) que une las poblaciones de Santa Olalla del Cala y Monesterio. Geológicamente está situado en la Zona Ossa-Morena (Z.O.M.) en la unidad que Sánchez Jiménez (2003) denomina Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Esta unidad se encuentra atravesada por varios cuerpos ígneos entre los que destaca el Granito del Castillo, al cual pertenece este emplazamiento.

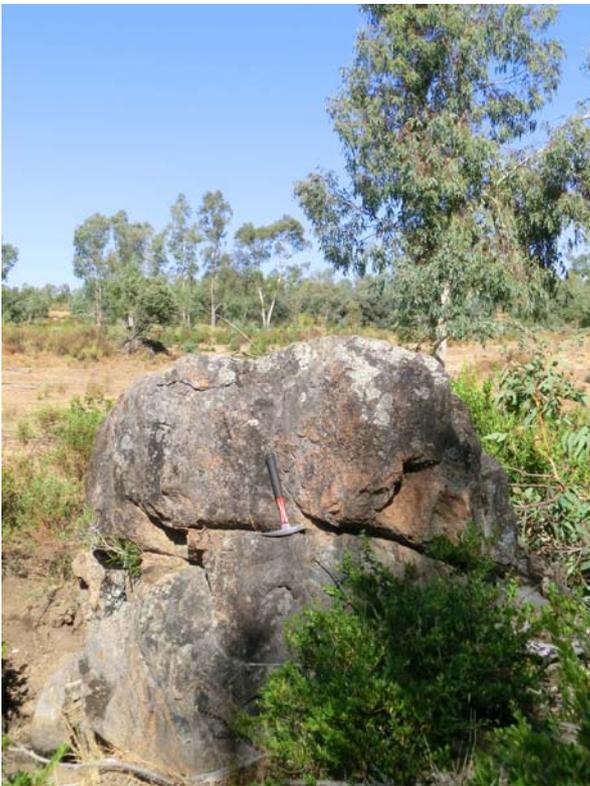


Fig. 1.5. Alto de Barruecos, en el límite sur de la provincia de Badajoz.

De forma general, es una roca muy homogénea en composición, de colores rojizos y que presenta una tectonización desigualmente repartida y una alteración superficial generalizada (Eguiluz et al., 1983). Presenta color rosa asalmonado con una textura holocristalina hipidiomorfa, aunque los distintos niveles muestran una cierta tendencia a agruparse en masas monominerálicas de mayor tamaño, lo que le confiere una fábrica mediocre. Las principales evidencias de deformación son la extinción ondulante del cuarzo y la presencia de microfracturas que afectan a más de un mineral (Apalategui et al., 1990).

Se le atribuye una edad Cámbrico Medio (502 ± 8 Ma., Montero et al., 2000; $498 \pm 10 / -7$ Ma., Ochsner, 1993). El Plutón del Castillo (Salman, 2002) es intrusivo en metagrauvas y pizarras de la Sucesión Tentudía (Precámbrico). Este granito está constituido mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico, albita, biotita y anfíboles, y por una variedad de minerales accesorios tales como: apatito, zircón, allanita, carbonatos, monacita, fluorita, ilmenita, óxidos y sulfuros que aparecen como cristales aislados o como agregados heterogéneos. La composición química es alcalina, con bajos contenidos en Al_2O_3 y CaO y una alta relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$. ($\text{SiO}_2 = 70.5-72.16$ wt%, $\text{CaO} = 0.84-1.52$ wt%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.62-5.46$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) = 0.95-1.09$, $\text{FeOt} / (\text{FeOt}+\text{MgO}) = 0.91-1$). La composición de elementos traza está caracterizada por altos contenidos en Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf y REE. Los datos isotópicos indican un origen profundo para este granito. Podría representar un magmatismo asociado con el proceso de rifting que marcaría el principio del ciclo Varisco (Salman, 2004).

1.3.4. Norte de Córdoba: Las Jaras

Las rocas muestreadas en esta zona del área residencial Las Jaras, al norte de la capital cordobesa, constituyen la litología principal del

denominado Cerro de Pedro López (Fig. 1.6). Geológicamente son rocas pertenecientes al eje magmático Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, ubicado en la parte septentrional de la Zona-Ossa Morena en su límite con la Zona Centroibérica (Apalategui et al., 1990). Corresponden con granitos de textura hipidiomorfa de grano medio que pasan hacia el oeste a rocas de composición más intermedia. En la parte sur de esta intrusión granítica, de donde han sido tomadas las muestras, la roca de caja está constituida por sedimentos cámbricos que en la zona de contacto presentan una aureola metamórfica de pequeña extensión.

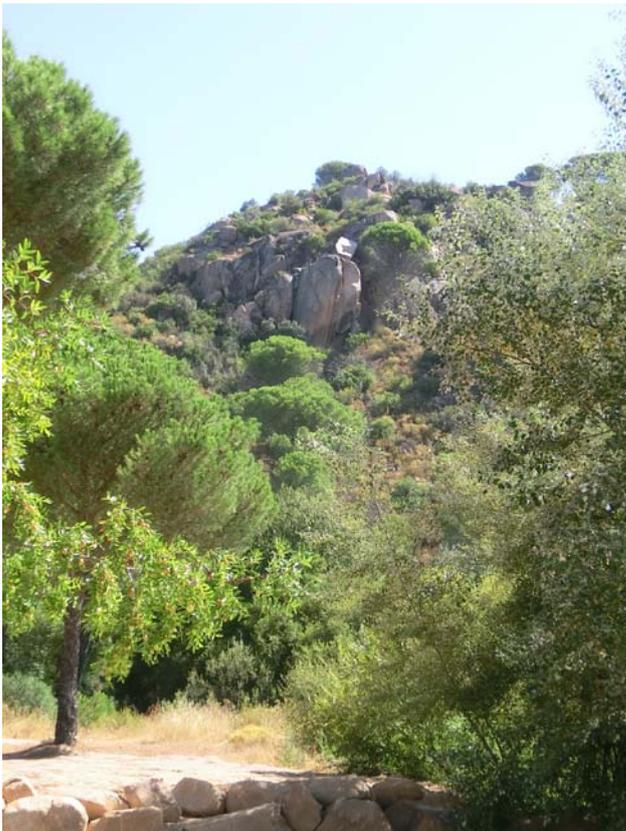


Fig. 1.6. Cerro de Pedro López, urbanización Las Jaras, al norte de la ciudad de Córdoba.

La forma de la intrusión y la falta de estructuras tectónicas nos indican que se trata de un granito post-hercínico, cuya textura hipidiomorfa de grano medio, pasando a aplítica en los bordes, hace pensar en una roca formada a poca profundidad y de enfriamiento rápido.

Los componentes principales son ortosa perítica, cuarzo, plagioclasa zonada y biotita. Como accesorios: circón, apatito, mena metálica y fluorita, incluidos en la biotita. Como secundarios: caolín, sericita, clorita, mineral de epidota, esfena, allanita y carbonato.

La zona más aplítica está constituida por ortosa, oligoclasa y cuarzo y como accesorios: circón, mena metálica, apatito, biotita y turmalina principalmente (Ramírez et al., 1973).

1.3.5. Sierra de Huelva: Los Marines

En el sendero que une la población de Los Marines con la de Fuenteheridos, a no más de un kilómetro del primer núcleo urbano, afloran algunas rocas sueltas de altura considerable constituidas regionalmente por metavulcanitas ácidas (Fig. 1.7). Estas rocas se encuentran geológicamente ubicadas en la Banda Metamórfica de Aracena, que es la unidad más meridional de todas en las que se subdivide la Zona Ossa-Morena. Corresponden con el flanco normal de un gran antiforame que presenta un metamorfismo regional dinamo-térmico de alto gradiente.

Se trata de metavulcanitas ácidas de afinidad riolítica o riodacítica. Principalmente son tobas de diferente tamaño de grano (volcanismo explosivo). En esta zona predominan las tobas de grado medio. En su mineralogía destacan cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico; y como minerales accesorios epidota, clorita, esfena, circón y apatito.

En estas rocas se observan tres fases de deformación: la orientación

de la matriz recristalizada que define una esquistosidad de flujo S1; una segunda esquistosidad de fractura S2, que traspone a la primera; y finalmente, una fase de microplegado que afecta a las dos primeras (Apalategui et al., 1984).



Fig. 1.7. Metavulcanitas ácidas con morfología esquistosa (Los Marines, Huelva).

1.3.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)

Las rocas muestreadas en esta zona provienen de un punto situado al borde mismo de la carretera A-479 que une las poblaciones de Aracena y

Campofrío. Es un lugar situado al pie del Cerro de la Graná (Fig. 1.8) ubicado en el área más septentrional de la Zona Sudportuguesa. Corresponden, según la hoja geológica de Nerva, con granodioritas de textura hipidiomorfa de grano fino a medio y a menudo heterogranulares. Su composición mineralógica está constituida por: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda. La plagioclasa es idiomórfica, está zonada y alterada preferencialmente en los núcleos a saurita, con mineral de epidota y sericita. Puede estar potasificada en parches. El feldespato potásico micropertítico y el cuarzo, son alotriomórficos y en ocasiones poiquilíticos, englobando plagioclasa y minerales ferromagnesianos (Navarro y Ramírez, 1982).

1.3.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)

Las rocas muestreadas en la zona de la cuenca minera de Huelva fueron tomadas de la Peña del Hierro, al borde de la carretera HU-6105 que une las poblaciones de Nerva y la Granada de Río-Tinto (Fig. 1.9). Geológicamente la Peña del Hierro está situada en la Zona Sudportuguesa, dentro del dominio de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), que es una de las provincias metalogénicas de sulfuros masivos más importantes del mundo, y más concretamente en la unidad litoestratigráfica del Complejo Volcano-Sedimentario (CVS).

Las muestras corresponden con depósitos desarrollados sobre vulcanitas ácidas, tipo riolita y dacita, y epiclastitas de composición también ácida. Este tramo volcánico, de unos 40 Km de longitud y 300 m de espesor, es uno de los mayores cuerpos ácidos de la FPI y se deposita sobre un nivel de pizarras negras de espesor métrico. Estas riolitas han sido datadas mediante U/Pb sobre circón y arrojan una edad de 353 ± 2 Ma. Superficialmente presentan una alteración a caolinita, asociada a grandes fracturas (ITGE, 1999).



Fig. 1.8. Afloramiento al pie del Cerro de la Graná, Campofrío (Huelva).



Fig. 1.9. Afloramiento situado en el paraje Peña del Hierro, cerca de la localidad de Ríotinto (Huelva).

Las riolitas en campo, muestran un aspecto muy variable, así cuando la roca está fresca, puede observarse como son rocas con una matriz afanítica de color blanco, tonos rosados, gris oscuro a negro o bien tonos violetas. En general, son porfídicas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, solo aquellas riolitas que presentan tonos rosados muestran

una mayor escasez o ausencia de fenocristales. Cuando la roca se altera su forma una pátina superficial de color blanco, donde resaltan muy bien los fenocristales (cuarzo, plagioclasa) y pueden obtenerse las mejores observaciones sobre ellos. Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de grano medio-fino (1-3 mm), donde se observan secciones subidiomorfas a idiomorfas, con golfos de corrosión. Los fenocristales de plagioclasa tienen siempre un tamaño de grano un poco mayor que el cuarzo, así tienen un tamaño de grano medio (2-5 mm). Los cristales de plagioclasa tienen hábito idiomorfo, con secciones cuadradas y rectangulares (ITGE, 1999).

La dacita, por su parte, se presenta como una roca masiva, con una matriz afanítica de color gris oscuro, casi negro a verde oscuro y muy rica en fenocristales de feldespato (plagioclasa), siendo más escasos los de cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos, con un tamaño de grano medio (2-5 mm). El cuarzo se presenta con una menor proporción que la plagioclasa, los cristales muestran secciones subidiomorfas a idiomorfos, con un tamaño de grano medio (2-5 mm), aunque hay cristales que pueden llegar a los 10 mm. Cuando la roca se altera, muestra una pátina de color blanquecino, donde resaltan mejor los cristales de cuarzo que los de plagioclasa; todo lo contrario ocurre cuando la roca está fresca. En campo apenas si se aprecia la presencia de minerales máficos, esto hace muy difícil su diferencia de las riolitas, siendo el único criterio para el campo, la gran abundancia y mayor tamaño de los fenocristales de plagioclasa. Además, tanto riolitas como dacitas muestran entre sí contactos muy graduales.

Las epiclastitas ácidas son el conjunto litológico cuyos afloramientos son los más extensos de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) constituyendo los niveles estratigráficos más altos dentro del CVS entre el evento volcánico masivo y un nivel de condensación constituido por Pizarras Moradas. Son depósitos con presencia sistemática de estructuras sedimentarias estructurados en secuencias granodecrecientes de origen subacuático. Son

materiales de origen piroclástico, resedimentados por flujos de gravedad y corrientes inducidas por tempestades (ITGE, 1999).

1.4. CLIMA: PRECIPITACIONES Y TEMPERATURAS

Para determinar el clima de las distintas zonas estudiadas se ha utilizado la clasificación climática de Köppen-Geiger que define los distintos tipos de clima a partir de los valores medios mensuales de precipitación y temperatura durante un periodo de tiempo de 30 años consecutivos, tal como aconseja la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

Todas las zonas estudiadas están dentro de una misma categoría climática que corresponde con un clima templado tipo C, en el que la temperatura media del mes más frío está comprendida entre 0 y 18 °C, con un subtipo Cs, en el que se observa un periodo marcadamente seco en verano y una variante Csa, en la que la temperatura media del mes más cálido supera los 22 °C. El clima Csa es un clima templado con verano seco y caluroso y es el más extendido de la Península Ibérica (AEMET et IM, 2011). Esta zona climática también se puede clasificar, según el mapa bioclimático de Europa, como Mediterráneo Continental Pluvioestacional (Rivas-Martínez, 2004).

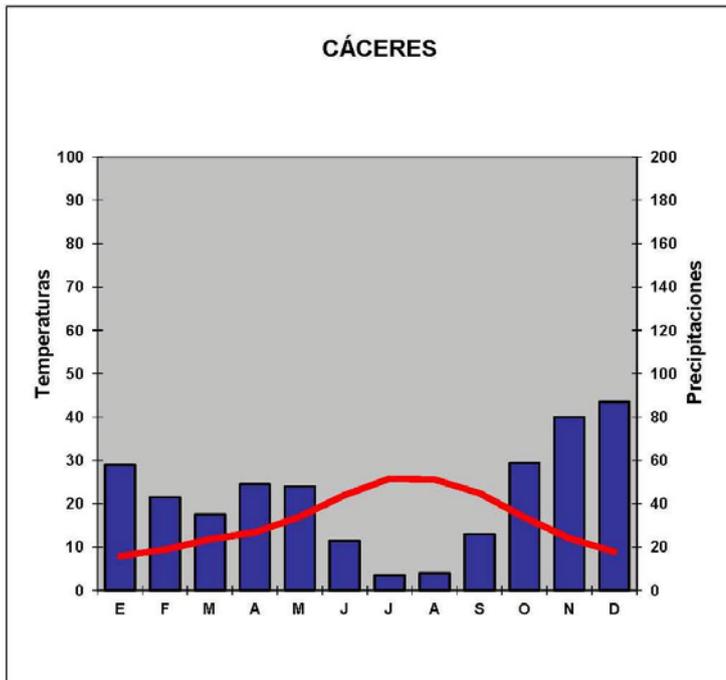
Los climogramas que se incluyen, para cada una de las zonas de estudio, han sido realizados en base a los datos de precipitación y temperatura. Estas medidas proceden de estaciones meteorológicas cercanas a los afloramientos y han sido tomadas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET y IM, 2011) y del Sistema de Clasificación Bioclimática Mundial (S. Rivas-Martínez y S. Rivas-Sáenz, 2009) del Centro de Investigaciones Fitosociológicas de España.

1.4.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos

Clinograma de Los Barruecos

Estación CÁCERES		
MES	T (°C)	P (mm)
E	7,9	58
F	9,4	43
M	11,8	35
A	13,4	49
M	17	48
J	22	23
J	25,8	7
A	25,6	8
S	22,4	26
O	16,8	59
N	12	80
D	8,9	87

Temperatura media: **16,08**
 Total precipitaciones: **523**



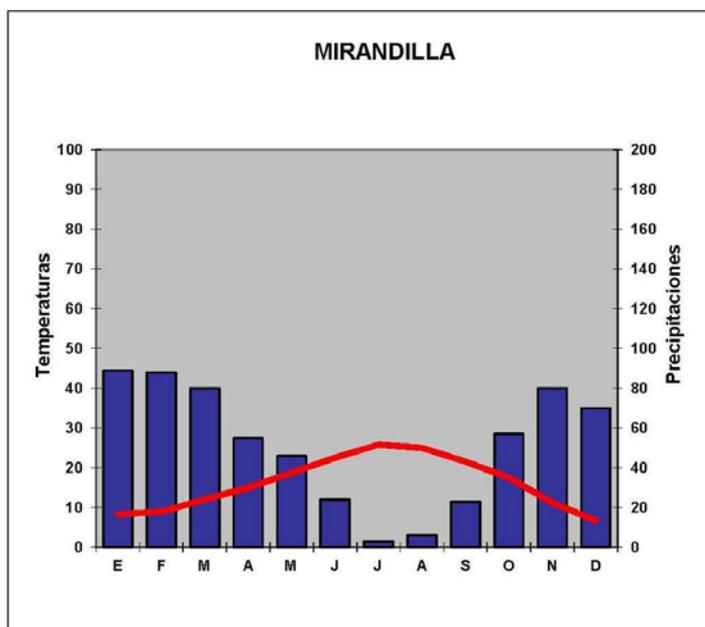
Fuente: Aemet
 Periodo: 1971-2000 - Altitud (m): 394
 Latitud: 39° 28' 17" N - Longitud: 6° 20' 20" O

1.4.2. Noroeste de Mérida: Berrocal del Rugidero

Climograma de Berrocal del Rugidero

Estación MIRANDILLA		
MES	T (°C)	P (mm)
E	8,2	89
F	8,9	88
M	12	80
A	15	55
M	18,7	46
J	22,5	24
J	25,8	3
A	25	6
S	21,5	23
O	17,5	57
N	11,2	80
D	6,7	70

Temperatura media: **16,08**
 Total precipitaciones: **621**

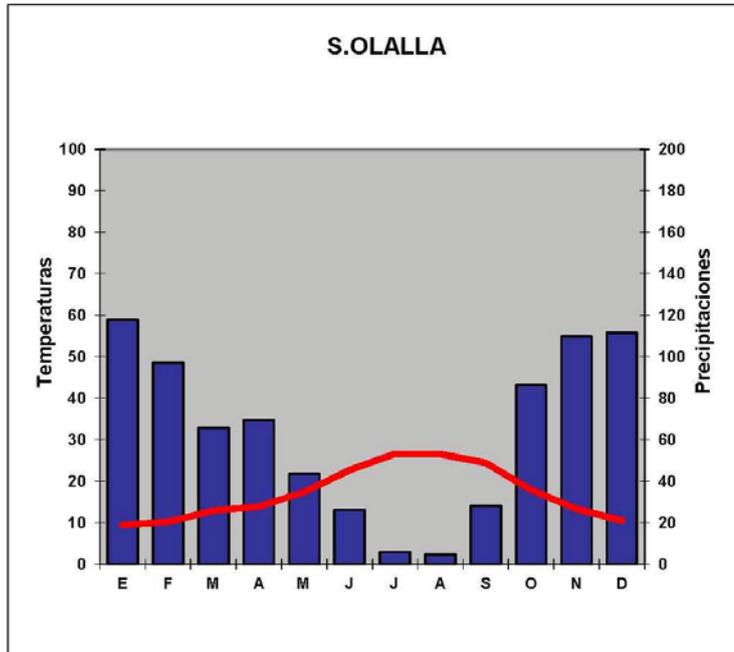


Fuente: www.ucm.es/info/cif
 Periodo: 1965-1970 - Altitud (m): 298
 Latitud: 39° 0' N - Longitud: 6° 17' O

1.4.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos

Climograma de Alto Barruecos

Estación		S.OLALLA	
MES	T (°C)	P (mm)	
E	9,4	117,7	
F	10,2	97	
M	12,9	65,8	
A	13,9	69,6	
M	17,4	43,6	Temperatura media: 17,14 Total precipitaciones: 766,4
J	22,7	26,2	
J	26,6	5,9	
A	26,5	4,7	
S	24,4	28,2	
O	17,9	86,3	
N	13,3	109,8	
D	10,5	111,6	



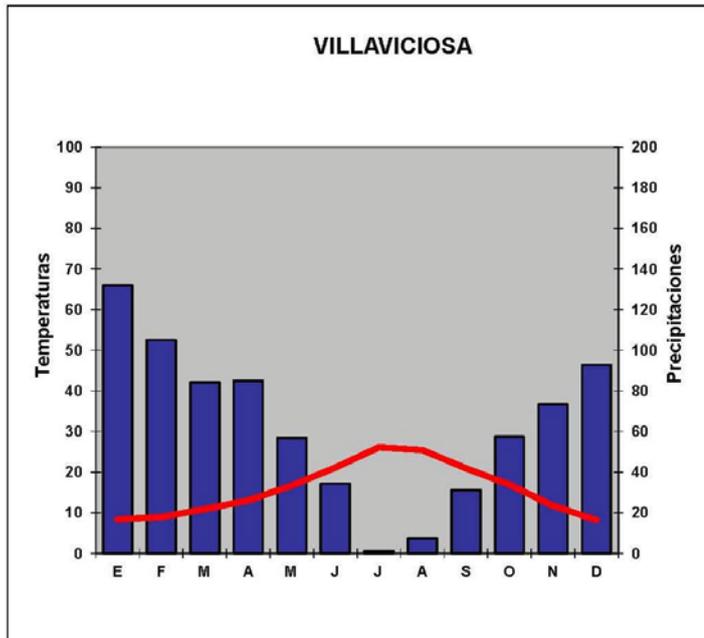
Fuente: www.ucm.es/info/cif
 Periodo: 1977-1990 - Altitud (m): 515
 Latitud: 37° 54' N - Longitud: 6° 13' O

1.4.4. Norte de Córdoba: Las Jaras

Climograma de Las Jaras

Estación VILLAVICIOSA		
MES	T (°C)	P (mm)
E	8,3	131,9
F	8,9	105
M	10,9	84,3
A	13	85
M	16,7	56,9
J	21,1	34,3
J	26,1	1,2
A	25,4	7,4
S	20,9	31,1
O	16,9	57,4
N	11,7	73,3
D	8,2	92,9

Temperatura media: **15,68**
 Total precipitaciones: **760,7**



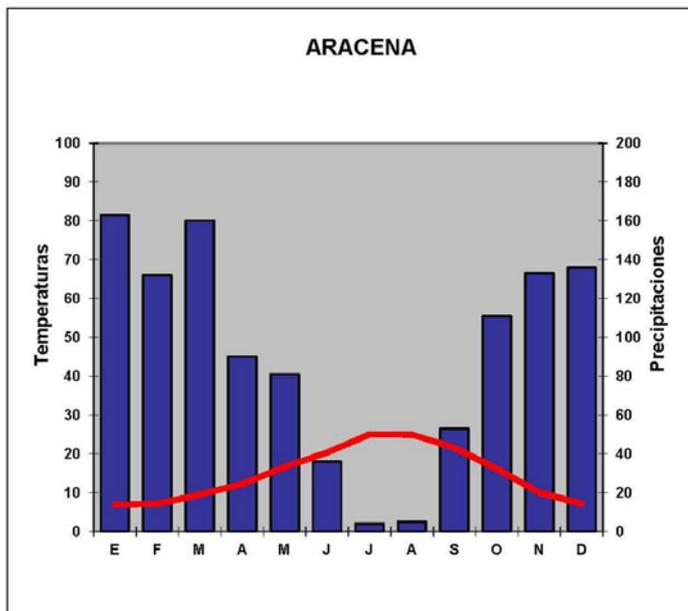
Fuente: www.ucm.es/info/cif
 Periodo: 1967-1979 - Altitud (m): 410
 Latitud: 38° 5' N - Longitud: 4° 55' O

1.4.5. Sierra de Huelva: Los Marines

Climograma de Los Marines

Estación ARACENA		
MES	T (°C)	P (mm)
E	6,8	163
F	7,1	132
M	9,5	160
A	12,2	90
M	16,6	81
J	20,3	36
J	25	4
A	24,9	5
S	21,6	53
O	16,1	111
N	10	133
D	7,1	136

Temperatura media: **14,77**
 Total precipitaciones: **1104**



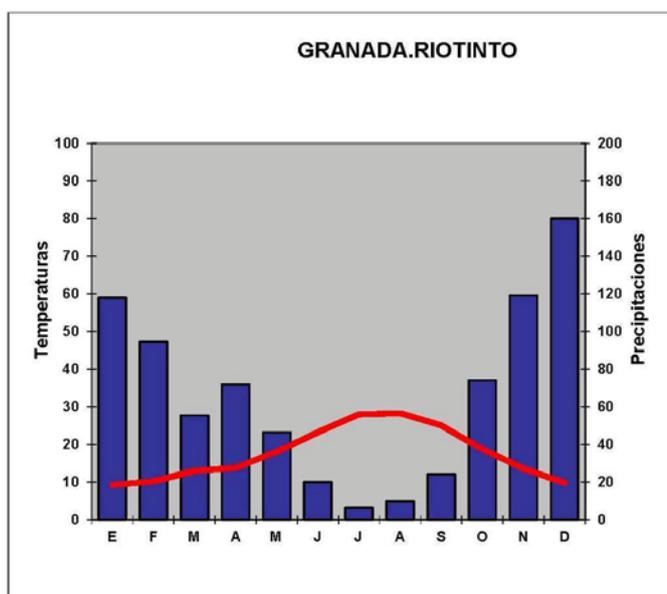
Fuente: www.ucm.es/info/cif
 Periodo: 1931-1969 - Altitud (m): 731
 Latitud: 37° 54' N - Longitud: 6° 33' O

1.4.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)

Climograma de Campofrío

Estación GRANADA.RIOTINTO		
MES	T (°C)	P (mm)
E	9,2	117,8
F	10,2	94,4
M	12,9	55,3
A	13,7	71,7
M	18	46,3
J	23,2	20
J	27,9	6,1
A	28,2	9,5
S	25	24
O	18,7	73,9
N	13,5	119,1
D	9,8	159,9

Temperatura media: **17,53**
 Total precipitaciones: **798**



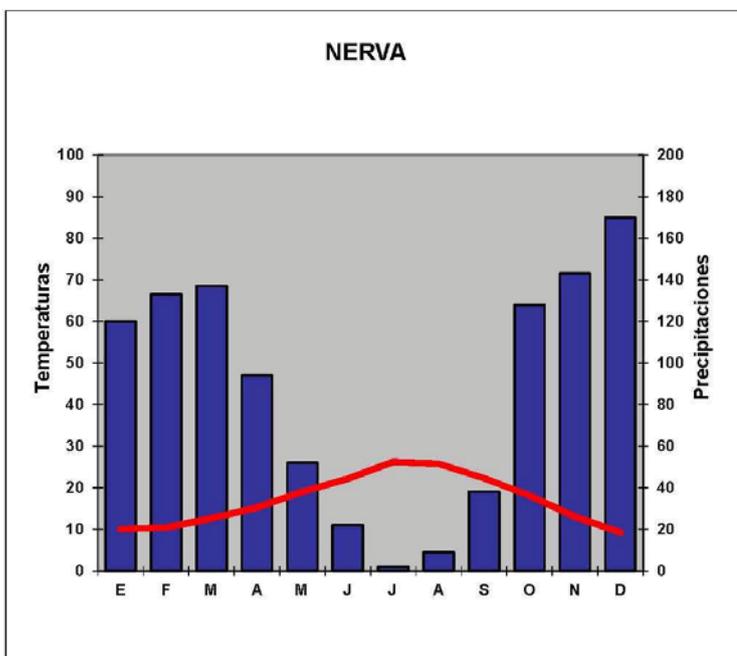
Fuente: www.ucm.es/info/cif
 Periodo: 1973-1991 - Altitud (m): 436
 Latitud: 37° 46' N - Longitud: 6° 29' O

1.4.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)

Climograma de Riotinto-Peña del Hierro

Estación NERVA		
MES	T (°C)	P (mm)
E	10	120
F	10,4	133
M	12,6	137
A	15,2	94
M	19	52
J	22,1	22
J	26,2	2
A	25,7	9
S	22,3	38
O	18,1	128
N	13	143
D	9,2	170

Temperatura media: **16,98**
 Total precipitaciones: **1048**



Fuente: www.ucm.es/info/cif

Periodo: 1957-1990 - Altitud (m): 340

Latitud: 37° 44' N - Longitud: 6° 30' O

1.5. VEGETACIÓN

1.5.1. Oeste de Cáceres: Los Barruecos

Los Barruecos fueron declarados Monumento Natural en el año 1996 por la espectacularidad de su paisaje. Se trata de una llanura en la que destacan grandes bolos graníticos y algunas zonas de encharcamiento. Es por ello que albergan una gran variedad de especies tanto animales como vegetales. Entre estas últimas cabe destacar las siguientes:

- Celtis australis* L. (almez)
- Salix alba* L. (sauce)
- Pyrus bourgaeana* Decne (peral silvestre)
- Olea europaea subsp. Sylvestris* Miller (acebuche)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Adenocarpus complicatus* L. (codeso)
- Cytisus multiflorus* L'Hér. (retama blanca)
- Rubus ulmifolius* Schott (zarzamora)
- Daphne gnidium* L. (torvisco)
- Digitalis thapsis* L. (dedalera)
- Arisarum simorrhinum* Durieu (candilicos)

1.5.2. Noroeste de Mérida: Berrocal del Rugidero

El Berrocal del Rugidero es un paraje natural que se encuentra dentro del Parque Natural de Cornalvo y que es atravesado por el Arroyo de las Muelas. Presenta una gran variedad de especies vegetales de las que podríamos resaltar las siguientes:

- Quercus coccifera* L. (coscoja)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)

- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Cytisus scoparius* L. (retama negra)
- Cistus ladanifer* L. (jara pringosa)
- Cistus crispus* L. (jara rizada)
- Cistus salvifolius* L. (jaguarzo morisco)
- Genista hirsuta* Vahl. (tojo)
- Ruscus aculeatus* L. (rusco)
- Asparagus albus* L. (esparraguera)
- Lavandula stoechas* L. (cantueso)
- Arisarum simorrhinum* Durieu (candilicos)

1.5.3. Sur de Badajoz: Alto de Barruecos

El Alto de Barruecos es un pequeño cerro con muy poca vegetación arbórea situado en una zona más amplia donde predomina la dehesa de encinas y la de alcornoques en la zona de umbría. Destacan las siguientes especies:

- Pinus pinea* L. (pino piñonero)
- Eucalyptus camaldulensis* Dehnh. (eucalipto)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Rosmarinus officinalis* L. (romero)
- Halimium atriplicifolium* Lam. (jara blanca)
- Cistus populifolius* L. (jara macho)
- Cistus ladanifer* L. (jara pringosa)
- Cistus monspeliensis* L. (jaguarzo)
- Cistus crispus* L. (jara rizada)
- Cistus salvifolius* L. (jaguarzo morisco)
- Lavandula stoechas* L. (cantueso)
- Rubus ulmifolius* Schott (zarzamora)
- Erica australis* L. (brezo)
- Genista hirsuta* Vahl. (tojo)

1.5.4. Norte de Córdoba: Las Jaras

Las Jaras es un área residencial en la que se encuentra el Cerro Pedro López, de donde han sido tomadas las muestras. Se trata de una cima de pocos metros de altitud, con forma piramidal y escasamente cubierta de vegetación debido a los incendios. Las especies que continúan persistiendo son las siguientes:

- Pinus pinea* L. (pino piñonero)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Arbutus unedo* L. (madroño)
- Cistus populifolius* L. (jara macho)
- Lavandula stoechas* L. (cantueso)
- Genista hirsuta* Vahl. (tojo)
- Rosmarinus officinalis* L. (romero)
- Myrtus communis* L. (mirto)
- Digitalis purpurea* L. (dedalera)
- Thymus masticina* L. (tomillo blanco)

1.5.5. Sierra de Huelva: Los Marines

- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Olea europaea* L. (olivo)
- Quercus pyrenaica* Willd. (roble rebollo)
- Cistus populifolius* L. (jara macho)
- Pinus pinaster* Aiton (pino negral)
- Pterospartum tridentatum subsp. tridentatum* (L.) Willk (carquesa)
- Cistus crispus* L. (jara rizada)
- Cistus salvifolius* L. (jaguarzo morisco)
- Arbutus unedo* L. (madroño)
- Cytisus grandiflorus* (Brot.) DC. (escobón)

-*Ulex eriocladus* C. (aulaga prieta o tojo moruno)

1.5.6. Cuenca Minera: Campofrío (Huelva)

- Quercus suber* L. (alcornoque)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Cistus ladanifer* L. (jara pringosa)
- Lavandula stoechas* L. (cantueso)
- Ulex eriocladus* C. (aulaga prieta o tojo moruno)
- Daphne gnidium* L. (torvisco)
- Cistus crispus* L. (jara rizada)
- Phlomis purpurea* L. (matagallos)
- Cistus salvifolius* L. (jaguarzo morisco)
- Erica arborea* L. (brezo blanco)
- Helichrysum picardii* Boiss. Reuter (siempreviva)
- Genista hirsuta* Vahl. (tojo)

1.5.7. Cuenca Minera: Riotinto-Peña del Hierro (Huelva)

- Cistus ladanifer* L. (jara pringosa)
- Pinus pinea* L. (pino piñorero)
- Cistus populifolius* L. (jara macho)
- Erica andevalensis* Cabezudo & J. Rivera (brezo de las minas)
- Eucalyptus camaldulensis* Dehnh. (eucalipto)
- Cistus monspeliensis* L. (jaguarzo)
- Nerium oleander* L. (adelfa)
- Myrtus communis* L. (mirto)
- Cistus salvifolius* L. (jaguarzo morisco)
- Smilax aspera* L. (zarzaparrilla)
- Quercus rotundifolia* Lam. (encina)
- Quercus coccifera* L. (coscoja)
- Erica australis* L. (brezo)

- Erica scoparia* L. (brezo de las escobas)
- Prunus pérsica* L. (melocotonero)
- Rubus ulmifolius* Schott (zarzamora)
- Chamaerops humilis* L. (palmito)
- Helichrysum picardii* Boiss. Reuter (siempreviva)
- Cytisus spinosus* (L.) Lam. (cambrona)

1.6. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Desde que en 1826 Alexander Caldcleugh describe por primera vez las por él nombradas “estalactitas síliceas” asociadas a gneises que encontró en Río de Janeiro (Brasil) hasta la década de los 70 del siglo XX en que se retoma nuevamente la investigación de este tipo de espeleotemas, pasa un largo periodo de tiempo sin que el estudio de este tipo de depósitos experimente grandes cambios. Los motivos deben ser diversos aunque probablemente estén relacionados con las pequeñas dimensiones de estos espeleotemas, su constitución como materia mineral amorfa, o incluso el que únicamente hayan sido asociados a granitos, lo cual es erróneo desde el origen ya que, como se ha dicho, estos fueron descritos por primera vez en gneises. Igualmente, es digno de resaltar que el término estalactitas con las que los nombró Caldcleugh tiene una connotación de depósitos formados por el goteo del agua en el interior de una cueva, lo cual solamente representa a un tipo minoritario dentro de la amplia gama de espeleotemas síliceos existentes.

En este estudio se pretenden ampliar los horizontes previamente establecidos para los espeleotemas síliceos: de cuevas a pequeños abrigos naturales, de granitos a cualquier roca con sílice disponible, de lo puramente inorgánico a un sistema geobiológico, e incluso, todavía a modo de hipótesis, del medio terrestre a otros posibles ambientes.

En este camino de búsqueda se pasa muy cerca de otros depósitos con muchas similitudes, las fuentes termales, que aún siendo totalmente distintos en cuanto a condiciones de temperatura, presentan grandes semejanzas tales como la asociación de organismos microscópicos y la abundancia de silicio disuelto en el agua. Puede decirse que un factor común a todos estos ambientes y que ahora comienza a ser considerado conjuntamente es la coincidencia de tres elementos: agua, silicio y microorganismos.

En este tiempo, ha habido algunos avances en el estudio de los espeleotemas silíceos, sobre todo desde el momento en que se comienzan a estudiar mediante la técnica de microscopía electrónica de barrido. Y basándonos en ella fundamentalmente, este trabajo de tesis ha sido realizado desde una perspectiva geológica pero con una amplia base biológica. Hasta el día de hoy, no existen estudios globales que permitan constatar la relación directa entre la vida microscópica y la formación de estos depósitos. Por todo ello, se plantean los siguientes objetivos particulares para la consecución de este ambicioso objetivo general:

- Ampliar los trabajos anteriores sobre espeleotemas con ópalo a zonas de España climáticamente diferentes (clima mediterráneo continental pluvioestacional).
- Localizar en esta área nuevos puntos de muestreo donde aparezcan espeleotemas con ópalo.
- Constatar la presencia de espeleotemas silíceos en otros tipos de rocas, distintas de las graníticas.
- Delimitar las condiciones de precipitación (humedad, temperatura, pH y microorganismos) de los espeleotemas silíceos.
- Deducir un patrón estándar en las fases de construcción de estas formaciones.
- Revisar la clasificación morfogenética de los espeleotemas con ópalo.

- Determinar taxonómicamente los organismos presentes en los espeleotemas, en la medida en que su estado de conservación y características morfológicas lo permitan.
- Investigar sobre las relaciones interespecíficas entre los diferentes organismos hallados en los espeleotemas y diseñar un modelo de red trófica común.
- Y por último, establecer las relaciones geobiológicas entre la roca y los microorganismos.

1.7. METODOLOGÍA

La metodología empleada en esta investigación, para la consecución de los objetivos formulados anteriormente, se puede clasificar, como ya es tradicional, en métodos de campo, métodos de laboratorio y métodos de gabinete.

1.7.1. Métodos de campo

En primer lugar, fueron localizadas áreas del centro y sur de España que por su contenido en rocas ácidas tienen, a priori, una mayor probabilidad de presentar espeleotemas con ópalo. Para ello fueron utilizados diferentes recursos como son el Mapa Geológico-Minero de Andalucía, escala 1:400.000, publicado por la Consejería de Economía e Industria de la Junta de Andalucía en 1985, así como su versión digitalizada de 1998 y publicada en la página del SIGMA (Sistema de Información Geológico-Minero de Andalucía) de la Consejería de Economía Innovación y Ciencia de este mismo gobierno autonómico. También fueron utilizados los recursos online que ofrece el Instituto Geológico y Minero de España de cartografía geológica continua. Por otra parte, para la situación geográfica de determinados puntos, así como para un primer acercamiento geomorfológico de determinadas zonas, fueron de utilidad las imágenes

aéreas ofrecidas por Google Earth y por el servicio SigPac del Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente de España.

Una vez localizadas las áreas de interés, fueron utilizados los mapas geológicos del IGME escala 1:50.000 y 1:25.000 en los distintos afloramientos.

El proceso de muestreo fue realizado sistemáticamente siguiendo un mismo patrón: en primer lugar, dentro de aquellos lugares seleccionados previamente por la presencia de afloramientos rocosos de materiales ácidos, fueron localizados aquellos puntos que presentasen desarrollo de espeleotemas. A continuación, fue situada la posición de estos mediante GPS, se tomaron fotografías de los distintos afloramientos y de los propios espeleotemas, y se recogieron ejemplares, tanto de la roca de caja como de los propios depósitos. Las muestras, guardadas en bolsas individuales, fueron debidamente marcadas con el topónimo del lugar de procedencia, con una numeración correspondiente con las distintas paradas para la recolección de muestras y con unas letras del alfabeto que determinan las diferentes muestras tomadas en cada una de esas paradas. Esta nomenclatura se hace precisa a la hora de referirnos a una muestra en particular. Posteriormente, se anotaron aquellas peculiaridades relevantes como son: fecha del muestreo, posición en la que se forman los depósitos (pared, suelo o techo de una cavidad), croquis en el que se representa esta posición, fecha de las últimas precipitaciones, así como nombre de las especies vegetales más representativas del lugar. Por último, las muestras fueron convenientemente protegidas para evitar su deterioro físico, durante su transporte al laboratorio, en bolsas o en cajas según cual fuera su grado de fragilidad y sus dimensiones.

1.7.2. Métodos de laboratorio

Una vez en el laboratorio, las muestras fueron debidamente clasificadas y almacenadas según los distintos afloramientos y paradas. A lo

largo del tiempo diferentes autores han utilizado (Vidal Romaní, 1983; Vidal Romaní et al., 1979; 1984; 2010a; 2010b; Sanjurjo et al., 2006; 2007) variadas técnicas de las que se ha obtenido una amplia gama de información: espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS), Análisis Térmico Diferencial (ATD), Fluorescencia de Rayos X (FRX), Difracción de Rayos X (DRX), Análisis Térmico Gravimétrico (ATG), Análisis Elemental (EDS) y principalmente Microscopio Electrónico de Barrido (MEB); Todas ellas, excepto las dos últimas, son métodos analíticos destructivos, por ello, en este estudio, se ha visto conveniente ceñirse al uso del MEB, que da una información morfológica muy valiosa (textura, estructura, morfometría de los granos, contenido biológico, etc.), y de los detectores de Rayos X de electrones secundarios y retrodispersados, que nos dan un análisis composicional elemental (EDS) de la muestra. Como novedad, se ha incorporado el uso del Microscopio Estereoscópico gracias al cual se han deducido datos necesarios para la reconstrucción de la secuencia completa de formación de los espeleotemas (Vidal Romaní et al., 2013).

Estereomicroscopio: Para un estudio de detalle de las muestras, en el que no se pierda la visión global de las mismas, se hace necesaria la observación a través de estereomicroscopio. Se ha usado uno de marca y modelo NIKON SMZ 1500, al que se le ha adaptado una cámara fotográfica NIKON DS-Fi1. El estereomicroscopio permite, además de visualizar las muestras en su color natural, ampliarlas hasta el límite inferior de aumento del microscopio electrónico de barrido (MEB) por lo que es de gran utilidad para no perder información a ninguna de las escalas. Si bien, el objetivo principal de su uso es la selección de pequeños fragmentos y organismos de mayor interés en cada una de las muestras, para su examen posterior al MEB.

Microscopía electrónica de barrido: Para su observación al MEB, las muestras se prepararon según el protocolo estándar, que consiste en una

deseccación poco agresiva (se almacenaron durante una semana en un desecador hermético de sílica-gel) con el fin de evitar la producción de artefactos, esencialmente la fracturación poligonal de las capas de ópalo amorfo. Una vez desecadas las muestras fueron metalizadas por sputtering con una fina capa de oro de 50-100 Å mediante el equipo de pulverización catódica BAL-TEC SCD 004. Debido a que las muestras tienen un elevado contenido en carbono, por su alta proporción de restos orgánicos, se evitó el uso del sputtering de carbono, para evitar el enmascaramiento en las frecuentes determinaciones analíticas a realizar. Además, el oro, por su alta conductividad, proporciona mejores imágenes que el carbono, por lo que es más recomendable para estudiar las texturas en estructuras porosas. Las muestras así preparadas fueron estudiadas al microscopio electrónico de barrido modelo: JEOL JSM 6400 seleccionándose distintos umbrales de aumento para localizar e identificar los elementos orgánicos y minerales en cada muestra estudiada. Este tipo de instrumentación utiliza un haz de electrones en lugar de un haz de luz para formar una imagen. Tiene una gran profundidad de campo, la cual permite que se enfoque a la vez una gran parte de la muestra. También produce imágenes de alta resolución, que significa que características espacialmente cercanas en la muestra pueden ser examinadas a una alta magnificación.

Cuando un haz de electrones incide sobre la superficie de un sólido, tienen lugar varios fenómenos: reemisión de una parte de la radiación incidente, emisión de luz, electrones secundarios y Auger, rayos X, etc. Todas estas señales se pueden emplear para obtener información sobre la naturaleza de la muestra (morfología, composición, estructura cristalina, estructura electrónica, etc.) y de hecho, los equipos utilizados disponen de detectores que permiten el análisis de electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos.

La técnica consiste, principalmente, en enviar un haz de electrones sobre la muestra y mediante un detector apropiado registrar el resultado de esta interacción. El haz se desplaza sobre la muestra realizando un barrido en las direcciones X e Y de tal modo que la posición en la que se encuentra el haz en cada momento coincide con la aparición de brillo,

proporcionalmente a la señal emitida, en un determinado punto de una pantalla.

Las imágenes que se obtienen en el microscopio electrónico de barrido corresponden a electrones secundarios o electrones retrodispersados emitidos tras la interacción con la muestra de un haz incidente de entre 5 y 30 keV.

La señal de electrones secundarios se forma en una delgada capa superficial, del orden de 50 a 100 Å. Al ser grande el número de electrones emitido se puede establecer un buen contraste. Por otra parte, al ser electrones de baja energía, menos de 50 eV, pueden ser desviados fácilmente de su trayectoria emergente inicial, y se puede obtener información de zonas que no están a la vista del detector. Esta particularidad es fundamental para otorgar a esta señal la posibilidad de aportar información “en relieve”. La apariencia de la imagen es la que tendría una muestra que hubiese sido iluminada desde el detector y se estuviese observando desde el cañón de electrones.

En cuanto a la señal de electrones retrodispersados, su principal utilidad reside en que su emisión, que se debe a choques de tipo elástico y por tanto con energía del mismo orden que la de los electrones incidentes, depende fuertemente del número atómico de la muestra. Esto implica que dos partes de la muestra que tengan distinta composición se revelan con distinta intensidad aunque no exista ninguna diferencia de topografía entre ellas. Los electrones retrodispersados salen de la muestra en mayor cantidad en las direcciones próximas a la de incidencia, por lo que su detección se hace mejor en las proximidades del eje de incidencia.

Finalmente, los rayos X que se generan en una muestra sometida a bombardeo electrónico permiten identificar los elementos presentes y establecer su concentración. Cuando un haz electrónico suficientemente

acelerado incide sobre la superficie de un sólido, se produce la ionización de los átomos presentes, esto es, la pérdida de electrones internos. En este estado un electrón de una capa más externa salta inmediatamente a la capa deficitaria, y rellena el hueco producido. Este salto implica una liberación de energía, cuyo valor es igual a la diferencia entre las energías que tenía cada electrón en su orbital correspondiente. Esta energía se manifiesta de dos formas: electrones Auger o rayos X y es única para cada elemento. Cuando se representa la intensidad de esta radiación electromagnética frente a su energía se obtiene un espectro de rayos X, constituido por una serie de picos, designados como líneas, de intensidad variable, a los que se denomina rayos X característicos, que está superpuesto a un fondo continuo de menor intensidad (Rayos X continuos). En algunos casos aparecen además unas líneas satélite, asociadas a las líneas características.

Las muestras para el MEB deben cumplir una serie de requisitos que permiten su visualización. Deben ser sólidas, secas, conductoras y deben poder colocarse en portas circulares de 25 mm de diámetro y no superar los 20 mm de altura. Para ello son necesarios una serie de equipos como cortadora, deshidratador en punto crítico y metalizador.

En el caso de muestras biológicas, cuando se desee mantener las estructuras en condiciones próximas a las originales, las muestras deberán ser previamente fijadas y deshidratadas.

1.7.3. Métodos de gabinete

Fue recopilado y revisado un gran un gran número de trabajos bibliográficos relativos, por una parte, a temas específicos sobre espeleotemas silíceos y, por otra, a diversos aspectos relacionados con los objetivos de la tesis: geología, clima, vegetación, pólenes, microorganismos, mineralogía, geobiología, astrobiología, geología planetaria, etc.

Además, también se buscaron datos de precipitación y temperaturas conseguidos a través de la Agencia Estatal de Meteorología y de la Red de Información Ambiental de Andalucía. Con ellos, se confeccionaron los diferentes climogramas de cada una de las zonas de estudio, todos ellos en formato Excel.

Por último, con la información extraída del tratamiento y análisis de los datos, fue llevada a cabo la interpretación de resultados; la delineación de figuras, mapas y portadas, a través de diferentes programas informáticos; y redacción y edición de la presente tesis doctoral.

CAPÍTULO 2

**AMBIENTES Y CONDICIONES DE
PRECIPITACIÓN**

2.1. CAVIDADES TÍPICAS PARA LA PRECIPITACIÓN

Normalmente, cuando se describen los paisajes graníticos, se resalta su aspecto superficial en detrimento de las formas subterráneas, aunque existen algunas referencias sobre cavidades desarrolladas en rocas graníticas (Chabert y Courbon, 1997). Posiblemente, la razón que explica este hecho esté basada en que estas cavidades son siempre más pequeñas que las que se desarrollan en rocas carbonatadas.

Este trabajo se refiere a los depósitos, espeleotemas, que se desarrollan en rocas graníticas y algunos tipos de rocas metamórficas y volcánicas. En el capítulo anterior, se ha mencionado la mineralogía observada en la literatura previa, esencialmente pigotita, evansita y ópalo amorfo, aunque también sulfatos (yeso y anhidrita), carbonatos (calcio, cobre y plomo), fosfatos (struvita) y halogenuros (sal gema). Son, sin embargo, los tres primeramente mencionados y en especial el ópalo amorfo los que tienen mayor importancia, bien por su abundancia, bien por los datos que aportan al entendimiento de los procesos de alteración de la roca en una etapa temprana. Pero en cualquier caso todos estos minerales que forman los espeleotemas no son exclusivos de las rocas graníticas.

La sedimentación de espeleotemas con ópalo no se limita a cavidades graníticas, sino que puede producirse en cuevas desarrolladas en una gran variedad de rocas, desde sedimentarias (areniscas y cuarcitas), metamórficas (gneises, metavulcanitas ácidas, etc.), volcánicas (riolitas, dacitas, basaltos), hasta las propiamente plutónicas (granito, granodiorita, cuarzodiorita, etc.). Sin embargo, aunque se pueden desarrollar espeleotemas con ópalo siempre que la roca de partida contenga silicio, estos son más frecuentes cuanto más elevado sea el contenido en silicio en la roca original. Por ello, en cuevas desarrolladas en rocas básicas (gabros, dioritas, peridotitas, basaltos), los espeleotemas con ópalo amorfo son

menos comunes, siendo habituales otros minerales igualmente autigénicos tales como carbonatos de calcio, magnesio, hierro, plomo, etc. (Vidal Romaní et al., 2013; Webb y Finlayson, 1984; 1987).

En granitos, el ataque por agua tiene lugar en tres fases. La primera es llevada a cabo por la meteorización del agua subterránea sobre el macizo rocoso. La segunda tiene lugar cuando la roca meteorizada es evacuada por la circulación del agua a través del sistema de discontinuidades. La tercera fase ocurre cuando el agua fluye libremente a través del sistema de cavidades pseudokárstico generando así, erosión física o mecánica.

Una vez que el sistema de cavidades está definido, los procesos de disolución y precipitación, conducidos por el flujo del agua, actúan en los granitoides (Vidal Romaní et al. 1979, 2003) dando lugar a la formación de espeleotemas. Estos tienen lugar, al igual que en cuevas calcáreas, cuando el flujo del agua es lento y discurre a través de conductos muy estrechos (Vidal Romaní et al., 2007).

A continuación, se describen los cuatro tipos de cavidades principales en los que se pueden formar espeleotemas con ópalo: cuevas desarrolladas a lo largo de planos de fractura, cuevas asociadas a campos de bloques, tafoni y tubos volcánicos.

2.1.1. CUEVAS DESARROLLADAS A LO LARGO DE PLANOS DE FRACTURA

La meteorización es esencialmente debida al lavado mineral, dando lugar a una mayor ampliación de la fractura (Vidal Romaní et al., 2007). Dentro de este tipo de cavidades podemos distinguir entre cuevas fisurales continentales (Fig. 2.1.a), que son aquellas en las que la meteorización es llevada a cabo por el agua de lluvia y que se desarrollan en el interior, alejadas de la costa; y cuevas fisurales marinas (Fig. 2.1.b), que se desarrollan en el litoral, al pie de acantilados y que se deben al

lavado producido por los dos tipos de agua que interaccionan en la costa, las procedentes de la lluvia y del mar.



Fig. 2.1a. Cuevas fisurales continentales. Foto cedida por J.R. Vidal Romani.

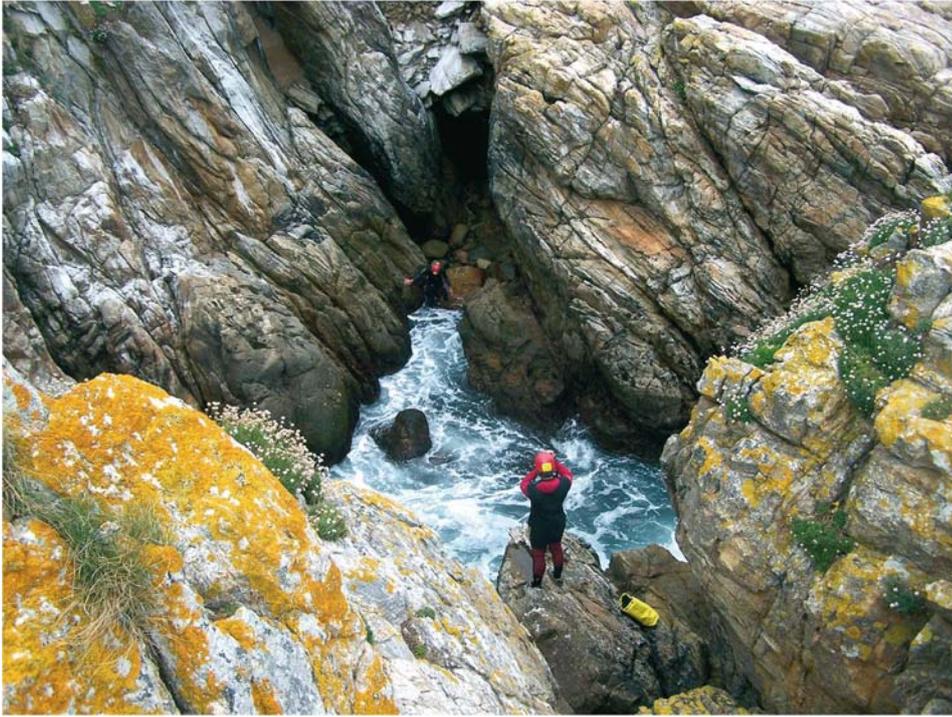


Fig. 2.1b. Cuevas fisurales marinas. Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.

2.1.2. CUEVAS ASOCIADAS A CAMPOS DE BLOQUES

El origen de los bloques es normalmente debido a la meteorización que aprovecha el sistema de discontinuidades previo para progresar de forma específica siguiendo el sistema de diaclasas. Los bloques no se encuentran in situ, sino que han sido movidos por agentes externos (gravedad) o por procesos endógenos (terremotos), combinados con la gravedad en todos los casos. En este tipo de cuevas, las fracciones más finas del regolito formado a partir de la roca granítica, si existen, han sido arrastradas dejando a las más gruesas, bloques y bolos, en su lugar original (Fig. 2.2). Los huecos que quedan entre este tipo de materiales llegan a

unirse en algunos puntos, dando lugar a cavidades con forma irregular (Twidale y Vidal Romaní, 2005; Migon, 2006).



Fig. 2.2. Cuevas en campos de bloques. Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.

2.1.3. TAFONI

Los tafoni (sing. tafone) son huecos o cavernas desarrollados dentro de bloques definidos por fracturas (Fig. 2.3) y con dimensiones que varían desde pocos centímetros a varios metros. El término procede de un vocablo corso, tafoni, que significa perforación o ventana. La pared interna o bóveda puede desarrollar alveolos (estructura en nido de abeja), formas mamelonadas (relieve convexo) o festoneadas (relieve cóncavo) (Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní et al., 2007) y también formas de exfoliación negativa (Vidal Romaní, 1985). El origen de estas cavidades se debe a la distorsión de la estructura de la roca, por deformación mecánica previa a la exhumación del roquedo, bien por la presión litostática existente en los puntos de contacto entre el bloque y la base rocosa inferior, o bien por la concentración de fuerzas en puntos localizados durante la intrusión del macizo de rocas magmáticas (Vidal y Twidale, 1998). Se generan así volúmenes de roca menos resistentes a la meteorización, a favor de los cuales se forman las cavidades. Estas cavidades tienen lugar principalmente en granitos, pero es posible que se originen en otros tipos de roca.



Fig. 2.3. Tafone en Los Barruecos (Malpartida de Cáceres).

2.1.4. TUBOS VOLCÁNICOS

Durante las erupciones de larga duración, los flujos de lava tienden a ser canalizados en unas pocas corrientes principales. Esta lava solidifica sobre las paredes del canal y posteriormente también puede desarrollar una corteza sólida en el techo y así dar lugar poco a poco a corrientes dentro de tubos de lava. Debido a que las paredes y los techos de estos tubos son buenos aislantes térmicos, la lava que fluye a través de ellos puede permanecer caliente y fluida mucho más tiempo que las corrientes superficiales (Tilling et al., 2010). Cuando el suministro de lava se detiene al final de una erupción o este se desvía hacia otro lugar, la lava se drena pendiente abajo y deja conductos parcialmente vacíos debajo de la tierra (Fig. 2.4). Estos tubos pueden presentar estalactitas que cuelgan del techo (USGS, 2000).



Fig. 2.4. Tubo volcánico. Ape Cave (Monte St. Helens, estado de Washington). Imagen tomada de Wikimedia Commons. Autor original Greg Willis. <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/2.0/deed.es>

En este medio, según sea su origen, los espeleotemas pueden ser de dos tipos: los que se desarrollan como minerales primarios a partir del goteo y enfriamiento de la lava, que no deberían ser considerados verdaderos espeleotemas por no estar formados por minerales secundarios (Cengage, G., 2003); y los que se forman por disolución de la roca y precipitación final del ópalo amorfo, que corresponderían con el tipo de espeleotemas al que nos dedicamos en este trabajo.

2.2. AFLORAMIENTOS MUESTREADOS

Aunque los tipos de afloramientos idóneos para la localización de espeleotemas con ópalo sean los referidos anteriormente, uno de los objetivos de este trabajo ha sido el de muestrear la zona del SW de España, en la que hasta ahora no se había buscado este tipo de formaciones. Por ello, en algunas de las localidades de muestreo ha sido complicada la localización de cualquiera de los cuatro principales tipos de afloramientos y en su lugar se ha tenido que buscar en otro tipo de farallones rocosos, que a veces cumplían escasamente con las condiciones propicias para la formación de espeleotemas con ópalo.

Dentro del área que engloba todos los afloramientos estudiados, la dificultad para encontrar cavidades bien desarrolladas aumenta hacia el sur, donde el relieve está muy degradado y a lo sumo se pueden apreciar algunas colinas residuales que sobresalen en suaves mantos del alteración arenitizados, y disminuye hacia el norte, donde sí se han podido localizar mejores berrocales (castle koppies, tors, etc.) con desarrollo incluso de tafoni. Es en las zonas más meridionales donde precisamente se han muestreado también algunas rocas ácidas no plutónicas, sino volcánicas y metamórficas.

Por el tipo de afloramientos, se hace necesario puntualizar que en el caso de las formaciones que aquí se describen, el prefijo “espeleo” no implica una forzosa relación con depósitos formados en cavidades cerradas, ya que han sido encontrados en una gran variedad de situaciones, tanto al descubierto como en zonas parcialmente protegidas. También en trabajos anteriores se realiza esta puntualización (Vidal Romaní, 1984) para otras zonas de estudio. De hecho, los afloramientos muestreados en este trabajo no corresponden en ningún caso con lugares propios de cavidad, sino que proceden, en su mayor parte, de bolos graníticos en los que se infiltra el agua hacia las zonas más bajas donde, a veces, pueden precipitar variadas formaciones de tipo espeleotémico. En algunas ocasiones, las muestras provienen de otros tipos de rocas ácidas, de origen volcánico o metamórfico, en las que también tiene lugar el desarrollo de dichos espeleotemas.

De esta forma, los afloramientos muestreados se pueden agrupar, según su litología y morfología, en cuatro tipos fundamentalmente:

2.2.1. BOLOS GRANÍTICOS

Corresponden con las grandes formas encontradas en Los Barruecos, Berrocal del Rugidero, Alto de Barruecos, Las Jaras y Campofrío. Son zonas con diferentes tipos de granito y con distintos grados de alteración que van desde berrocales a tors. Allí donde descansa un bloque de granito sobre otro, dejando entre ambos una discontinuidad horizontal (sheet structure) en la que haya una pared extraplomada en el bolo superior; una posible pared vertical, si existe una losa o cuña de roca entre ambos; y una zona de pendiente positiva en el bloque de granito inferior, suele tener lugar la precipitación de pequeños espeleotemas. En estos casos las formaciones pueden depositarse sobre cualquiera de las tres zonas que hemos distinguido en la discontinuidad. Podemos diferenciar por tanto entre espeleotemas de techo, que son aquellos que se depositan en el bloque superior; espeleotemas de pared, que lo hacen sobre la losa o cuña

intermedia; y espeleotemas de suelo, que precipitarán en el bloque inferior (Fig. 2.5).

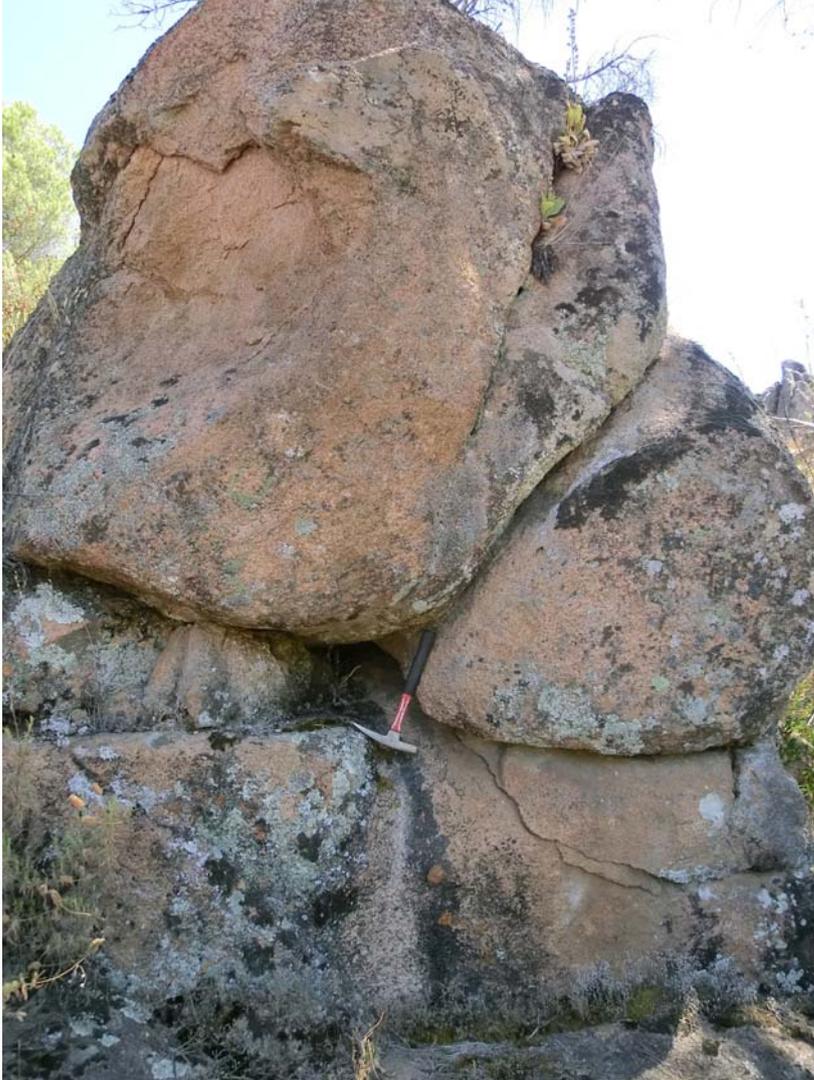


Fig. 2.5. Bolos graníticos (Las Jaras, Córdoba).

2.2.2. TAFONI

Este tipo de cavidades queda suficientemente descrito en el punto 2.1.3. Solamente es constatada la existencia de este tipo de formas menores en los afloramientos estudiados en Los Barruecos (Fig. 2.3). Al abrigo de estas cavidades se han podido encontrar diferentes tipos de espeleotemas con ópalo.

2.2.3. VULCANITAS ÁCIDAS CON MORFOLOGÍA ESTRATIFORME

Aparecen únicamente en los afloramientos estudiados en Riotinto-Peña del Hierro. Son depósitos de origen volcánico resedimentados por flujos de gravedad en un ambiente subacuático y que por tanto presentan estructuras sedimentarias tales como superficies de estratificación (Fig. 2.6). Es en estos planos donde se produce la precipitación de espeleotemas, que presentarán un grado mínimo de desarrollo vertical pero que se extenderán más ampliamente, por la superficie de la roca, desarrollando estructuras tipo flowstone y gour.

2.2.4. METAVULCANITAS ÁCIDAS CON MORFOLOGÍA ESQUISTOSA

Son las estudiadas en el afloramiento de Los Marines. Este lugar está constituido por un conjunto de materiales provenientes de un vulcanismo ácido que posteriormente fue metamorfizado. Actualmente, el grado de madurez del relieve ha hecho destacar algunos niveles lenticulares más competentes, que a modo de monolitos, se erigen sobre otros más blandos con formas alomadas. Es sobre estas rocas casi verticales (Fig. 1.7), donde tiene lugar la precipitación de espeleotemas, unos de muy poco espesor que se desarrollan superficialmente sobre las paredes verticales de las mismas y otros cilíndricos que se forman al cobijo de algunas fracturas e irregularidades.



Fig. 2.6. Depósitos volcánicos resedimentados (Peña del Hierro, Huelva).

2.3. CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN

Los espeleotemas con ópalo no solo necesitan un tipo de afloramiento específico en el que desarrollarse, sino también que en estos lugares se den unas determinadas condiciones ambientales para que se produzca la disolución y posterior precipitación del silicio en forma de ópalo amorfo. Es por ello que no en todas las cavidades similares a las descritas, se crean este tipo de formaciones, ya que son necesarias una serie de condiciones que facilitan su desarrollo.

2.3.1. HUMEDAD Y CIRCULACIÓN DE AGUA

Es fundamental que sobre la roca en la que se desarrollan los espeleotemas exista un flujo lento de agua, que puede venir por escorrentía superficial o mediante infiltración a través de la propia roca. La lluvia es la responsable directa o indirecta (agua vadosa o freática) de esta circulación de agua; y un sistema fisural de conductos estrechos, el causante de la baja velocidad, no influyendo para ello la porosidad de la roca, que en los tipos muestreados es baja.

En el caso de afloramientos fuera de cavidades cerradas, es imprescindible que el lugar de depósito esté resguardado de la caída directa de las gotas de lluvia, ya que una alta velocidad de flujo impediría la precipitación de elementos disueltos en el agua (Vidal Romaní et al., 2007). Por ello, los espeleotemas pueden formarse bajo aleros o viseras rocosas (Vidal Romaní et al., 1984) desde donde el agua de escorrentía caería en forma de cortina en el caso de que las precipitaciones fuesen abundantes, dejando la zona bajo el alero libre de flujos de alta velocidad (Fig. 2.7). Estos lugares, a su vez, están resguardados de la radiación solar directa permitiendo que tengan un alto grado de humedad relativa durante largos periodos, lo que facilita el establecimiento y desarrollo de la vida. Lo cual no impide su evaporación, cuando el ambiente es seco y caluroso, que

posibilitaría la precipitación del ópalo disuelto, aunque a costa de la regresión del ecosistema.

Además del goteo del agua, que puede ser libre o relacionado con una superficie inclinada, otros procesos físicos ligados a la circulación de la misma como tensión superficial, adherencia a la superficie, viscosidad, capilaridad y gravedad también son responsables de la formación de los distintos tipos de espeleotemas (Sanjurjo et al., 2007; Vidal Romaní et al., 2010b). En el origen de estos, pueden intervenir unos procesos más que otros, como queda descrito en la clasificación morfogenética de esta tesis.

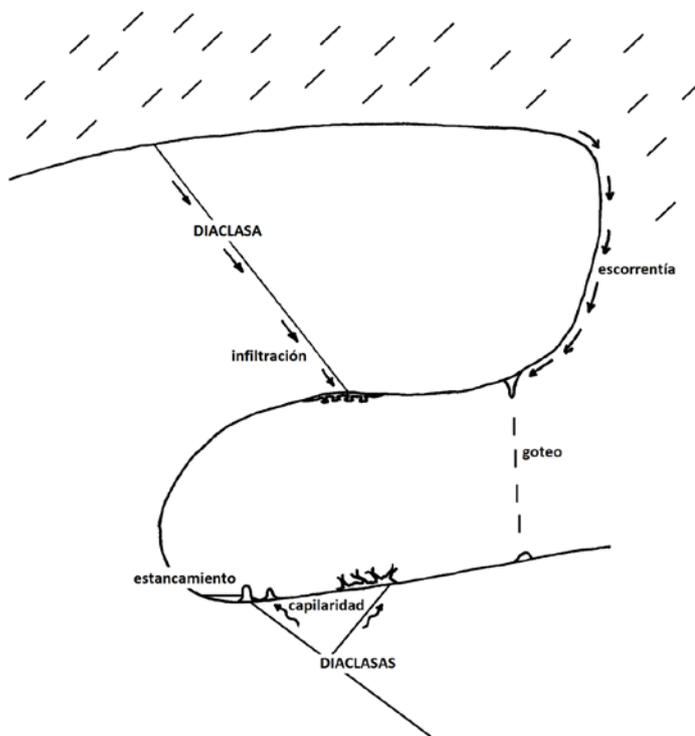


Fig. 2.7. Circulación del agua en cavidades abiertas (modificada de Vidal Romaní et al., 1984).

2.3.2. VALORES DE pH

Las rocas en las que más frecuentemente aparecen los espeleotemas con ópalo son rocas ácidas, granitos. Asociadas al sistema fisural de los mismos, las aguas de infiltración adquieren valores de pH en torno a 5 (Welch y Ullman, 1993) como lo justifica la aparición de *Schoenbornia humícola*, ameba testácea bioindicadora de pH solo presente en suelos ácidos (Schönborn et al., 1987; Mitchell, 2003); y de un número variado de diatomeas cuyos frústulos deben haber sido biosintetizados en un medio ácido (Vrieling et al., 1999). Sin embargo, las condiciones de pH pueden variar rápidamente durante el proceso de formación de un espeleotema. En efecto, en especial en los casos de espeleotemas con ópalo, la síntesis mineral puede debutar con la formación de ópalo, pero termina en muchas ocasiones con el crecimiento de triquitos de yeso, anhidrita, calcita, etc., lo que indica una variación en el pH de condiciones ácidas a condiciones básicas. De manera similar, existen referencias sobre espeleotemas (Woo et al. 2008) desarrollados en rocas volcánicas (basaltos) donde existe una alternancia entre condiciones de sedimentación de ópalo amorfo con otras de sedimentación de carbonato cálcico. Los mismos organismos que se utilizan como bioindicadores del pH del medio, (diatomeas, amebas testáceas) y cuyos tejidos orgánicos están formados por ópalo biogénico son cosmopolitas pudiendo encontrarse algunas de ellas (diatomeas) en ambientes acuáticos de agua dulce, salobre y salada. Todo ello confirma que el pH del medio de sedimentación en este tipo de cuevas, aun siendo predominantemente ácido puede variar rápidamente debido a la influencia que ejerce en el ambiente la actividad biológica.

Sin embargo, es cierto también que los espeleotemas de ópalo pueden desarrollarse, aunque con menos frecuencia, en cuevas de rocas de intermedias a básicas donde el pH es más básico. Por todo ello, podemos decir que el pH en rocas ácidas no es un factor que influya decisivamente

en la disolución del silicio y en la posterior precipitación de los espeleotemas con ópalo amorfo. Todo esto desplaza claramente el protagonismo en los procesos de disolución/precipitación del Si a la actividad orgánica que existe en ese tipo de ambientes. Como puede verse en la Fig. 2.8. la tasa de disolución de la sílice amorfa disminuye suavemente desde pH 7 hasta pH 3, aumentando esta, cuando estos valores son inferiores a 3 (Bennett et al., 1988). Los espeleotemas a los que se refiere este trabajo se desarrollan en medios ligeramente ácidos, no contribuyendo esto a su formación.

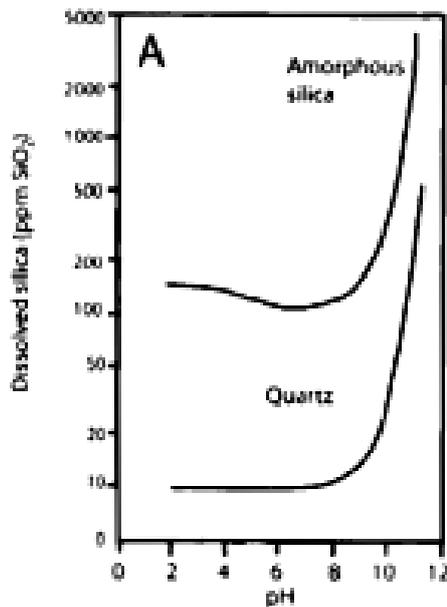


Fig. 2.8. Solubilidad del cuarzo y la sílice a diferentes valores de pH y 25°C, según Kraskopf (1967) (en Thomas, 1994).

En esta misma gráfica, también se puede observar que la solubilidad de la sílice amorfa es unas diez veces superior a la del cuarzo, para los mismos valores de pH, lo que facilitará su posterior disolución y

reprecipitación sobre los espeleotemas (Sanjurjo et al., 2006, 2007; Vidal Romaní et al., 2010a, 2010b).

De lo expuesto anteriormente, se deduce que solo por la disolución producida por el agua pura sería muy difícil la formación de espeleotemas con ópalo, dada la baja disolución del cuarzo en condiciones ambientales. Por ello, han de intervenir otros factores que faciliten dicho proceso, tales como la acción de microorganismos.

2.3.3. MICROORGANISMOS

Cuando el medio comienza a ser colonizado por microorganismos, es cuando realmente tiene lugar la disolución del cuarzo que precipita en forma de ópalo amorfo, constituyendo los espeleotemas silíceos. Esto ocurre gracias a la actividad de estos microorganismos que por su metabolismo producen ácidos orgánicos, tales como el ácido cítrico, salicílico, oxálico, pirúvico y húmico, que en condiciones ambientales y pH neutro, son capaces de disolver la sílice cristalina (Fig. 2.9) a una velocidad mucho mayor que el agua pura (Bennett, 1988, 1991).

Por otra parte, la habilidad quelante que presentan algunos aniones de los ácidos orgánicos, antes mencionados, para acomplejar al ácido silícico, disminuyen su actividad e incrementan su solubilidad (Bennett, 1991).

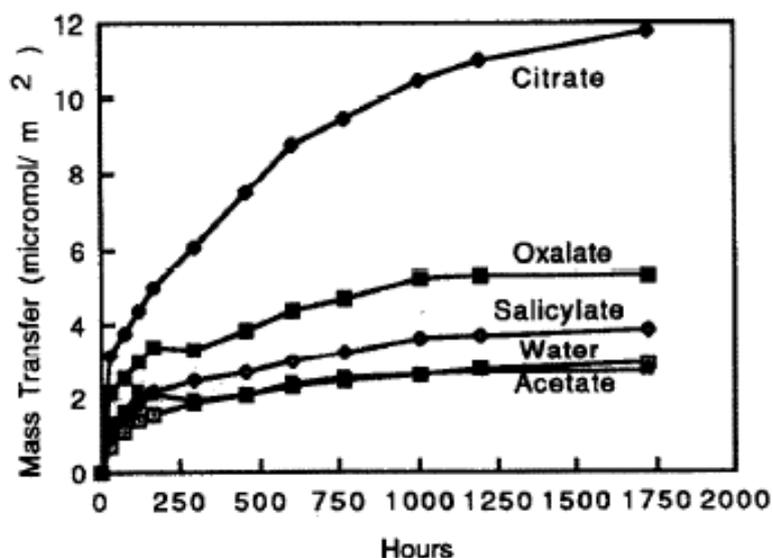


Fig. 2.9. Transferencia de la sílice desde el cuarzo a lo largo del tiempo. En agua pura y en soluciones de citrato, oxalato, salicilato y acetato (tomada de Bennett, 1988).

Cuando se compara la solubilidad del cuarzo cristalino con la de la sílice amorfa (Fig. 2.8) se observan grandes diferencias: la de esta última es aproximadamente diez veces más alta que la del cuarzo (Alexander et al., 1954) y por ello también será más fácilmente meteorizada gracias a la actividad bioquímica de bacterias, algas, hongos y líquenes (Ehrlich y Newman, 2009).

En cuanto a la precipitación de la sílice disuelta, esta tiene lugar gracias a dos procesos fundamentalmente, uno químico por sobresaturación debida a la evaporación, y otro biológico en el que el silicio precipita sobre algunos microorganismos o es incorporado a sus estructuras orgánicas (Kröger et al., 1999).

Por todo ello, la actividad biológica es decisiva a la hora de pasar el silicio de la roca al espeleotema, pero también de que este vuelva a disolverse para entrar en los sistemas vivos o precipitar nuevamente sobre estos depósitos. Así comienza a configurarse el ciclo local del silicio a nivel de los espeleotemas con ópalo. En él intervienen gran variedad de organismos como bacterias, cianobacterias, hongos, líquenes, diatomeas, amebas testáceas, e incluso plantas (en forma de fitolitos) que toman la sílice directa o indirectamente del medio (Toporski et al., 2002; Wainwright et al., 2003; Heinen, 1968; Holzapfel, 1951; Kuznestov, 1975; Wilkinson, 2008; Sangster, 1992) y la devuelven al mismo, tras su muerte y descomposición. La mayor parte de estos organismos son capaces de acelerar la destrucción del cuarzo liberando el silicio, que se transformará en ópalo biogénico, de mayor solubilidad, por lo que se incrementará la dinámica disolución/precipitación de este elemento químico. Aumentará así el aprovechamiento que algunos microorganismos, que viven en el medio pseudocárstico, hacen del silicio, si bien, muchos de estos seres vivos, aún afectando a la disolución del cuarzo por la acción de sus ácidos orgánicos, no obtendrán beneficio alguno conocido de este tipo de relación. De cualquier modo, esta forma general de relación con el medio es la que hace a los organismos, por una parte, bioconstructores pasivos de los espeleotemas, cuando estos fosilizan bajo el ópalo, y por otra, constructores activos cuando influyen directamente en la disolución y precipitación del silicio. Se establece por tanto una retroalimentación positiva entre espeleotemas y organismos. De forma que a mayor número de organismos, más y mejor se desarrollarán los espeleotemas, y a mayor superficie cubierta por ópalo mayor número de organismos podrán beneficiarse de él. Sin embargo, este tipo de espeleotemas no es demasiado frecuente porque, como suele ocurrir en la naturaleza, son muchos los factores limitantes que impiden un desarrollo exponencial. La forma en la que los microorganismos aceleran la disolución de la sílice o la usan para su propio provecho, queda descrita con detalle en el epígrafe 4.3 de este estudio, dedicado al Ciclo Local del Silicio.

Otra forma distinta en la que los microorganismos intervienen en la formación de las espeleotemas no está relacionada con el silicio, sino con los óxidos de azufre, que se producen al oxidarse la materia orgánica. Estos óxidos en combinación con el calcio, proveniente de la alteración de las plagioclasas contenidas en el granito, dan lugar a sulfatos de calcio, que precipitan como pequeños cristallitos idiomorfos de yeso, a los que en adelante llamaremos triquitos, en el extremo final de algunos espeleotemas (Vidal Romaní et al., 2010b).

En cavidades calcáreas también existen estudios similares que pretenden demostrar el papel biogénico de los microorganismos que se desarrollan sobre los espeleotemas, sin embargo esta función no está tan clara para el caso de la calcita (Barton et al., 2001).

2.3.4. TEMPERATURA

Uno de los factores relevantes en las condiciones ambientales de un lugar es sin duda la temperatura. Sin embargo, es difícil determinar el grado en el que esta influye en la formación de los espeleotemas con ópalo. Ya en 1826 Caldcleugh fue el primero que al descubrir este tipo de formaciones relaciona directamente su génesis con la temperatura.

La propia solubilidad de la sílice aumenta cuando así lo hace la temperatura. Brady y Walther (1990) comprueban experimentalmente que, a pH neutro, la tasa de disolución del cuarzo aumenta al incrementar la temperatura desde 25°C hasta 60°C. En la Fig. 2.10 modificada de Bennett (1991) se observa que, en presencia de ácidos orgánicos, la solubilidad de la sílice también aumenta al hacerlo la temperatura desde 25°C a 50°C.

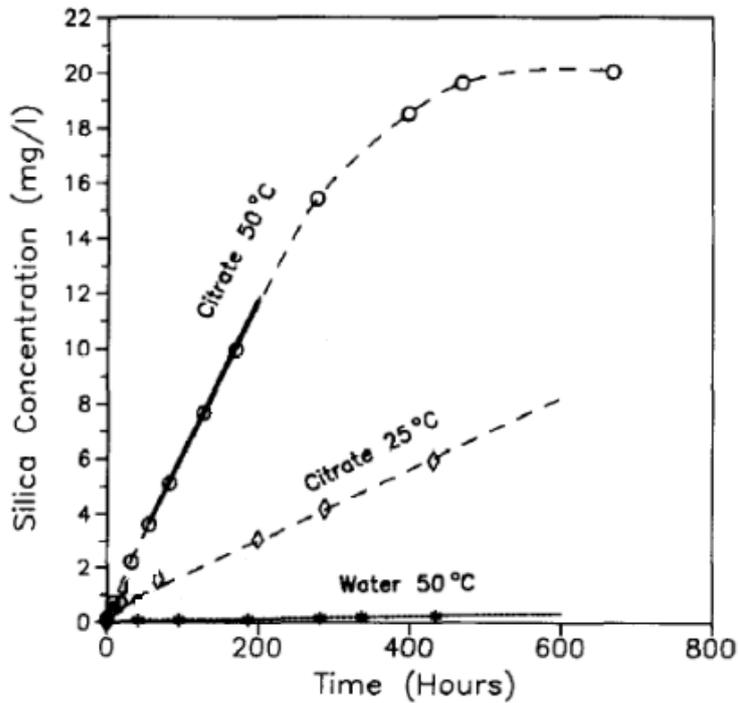


Fig. 2.10. Solubilidad del cuarzo en una solución 0.02M de K-citrato (25°C y 50°C) y en agua (50°C) en función del tiempo (modificado de Bennett, 1991).

Pero no solo la solubilidad sino también su posterior precipitación serán afectadas por la temperatura. Yee et al. (2003), realizan un estudio en ambientes hidrotermales, en el que se explica experimentalmente cómo se induce la precipitación de sílice, durante un periodo de enfriamiento desde 77°C hasta 27°C, y se observa cómo esta va bajando apreciablemente conforme desciende la temperatura. Otros artículos (Vidal Romaní, 1983; Vidal Romaní et al., 1984, 2003, 2007, 2010a, 2010b, 2013; Sanjurjo et al., 2006, 2007) que describen el proceso de formación de los espeleotemas con ópalo, determinan necesaria una fase de evaporación en la que se sobresatura la sílice y precipita este mineral amorfo, para lo cual también se ha de experimentar un aumento de temperatura.

Sin embargo, no se ha podido determinar una clara relación con esta magnitud física, ya que este tipo de espeleotemas ha sido previamente descrito en muy diferentes áreas geográficas climáticas: templado-húmedas (Norte de España y Portugal, Islas Azores, Reino Unido, Alemania, Polonia, República Checa, Suecia, Finlandia, Corea), tropicales (Brasil, Venezuela, Madagascar), áridas (Sur de Australia, Argentina, Nigeria, Swazilandia, México, EEUU., etc.) (Willems et al., 1998, 2002; Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní et al., 2010, 2013) y en este estudio también, templadas de verano seco y caluroso (Csa); sin encontrar, hasta el momento, ningún tipo de restricción térmica para la formación de espeleotemas silíceos.

CAPÍTULO 3

**GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE LOS
ESPELEOTEMAS**

3.1. FASES DE FORMACIÓN DE LOS ESPELEOTEMAS

La mineralogía que más frecuentemente aparece en las formaciones sedimentarias estudiadas en esta tesis doctoral es la sílice amorfa (ópalo-A). Pueden considerarse cuatro fases principales para la formación de este tipo de depósitos (Fig. 3.1): una primera, en la que se produce la acumulación de granos minerales, producidos por la desagregación de la roca; una segunda fase en la que los microorganismos propios de ese medio pseudocárstico colonizan los espeleotemas; y una tercera, en la que como consecuencia de la actividad orgánica de dichos microorganismos se comienza a producir el ópalo biogénico. La cuarta y última fase, que solo llega a diferenciarse en algunos casos, consiste en la de formación de triquitos constituidos por minerales autigénicos que, a modo de penacho o drusa (Vidal-Romaní et al., 2013), crecen en algunos espeleotemas con muy variadas mineralogías.

El depósito de la sílice amorfa y el desarrollo de los microorganismos en el espeleotema son dos fenómenos que, si bien inicialmente uno desencadena al otro, posteriormente se retroalimentan en etapas sucesivas a lo largo del tiempo. Es decir, aunque los microorganismos son los que, en origen, propician la disolución del silicio (Malinovskaya et al., 1990; Takao, 1965; Barker et al., 1997), cuando este re-precipita como ópalo-A, también favorece a su vez para el desarrollo de estos seres vivos (Wainwright et al., 2003; Wainwright, 1997; Kuznestov, 1975). Además, cuando el agua contenida en el gel de sílice se evapora produciendo la precipitación del ópalo, puede dejar sepultadas, y así fosilizadas, muchas formas de vida que pasarán a formar parte de la matriz del espeleotema. Todos estos factores justifican el nombre de bioespeleotemas (Vidal Romaní et al., 2010b; 2013), dado a este tipo de depósitos.

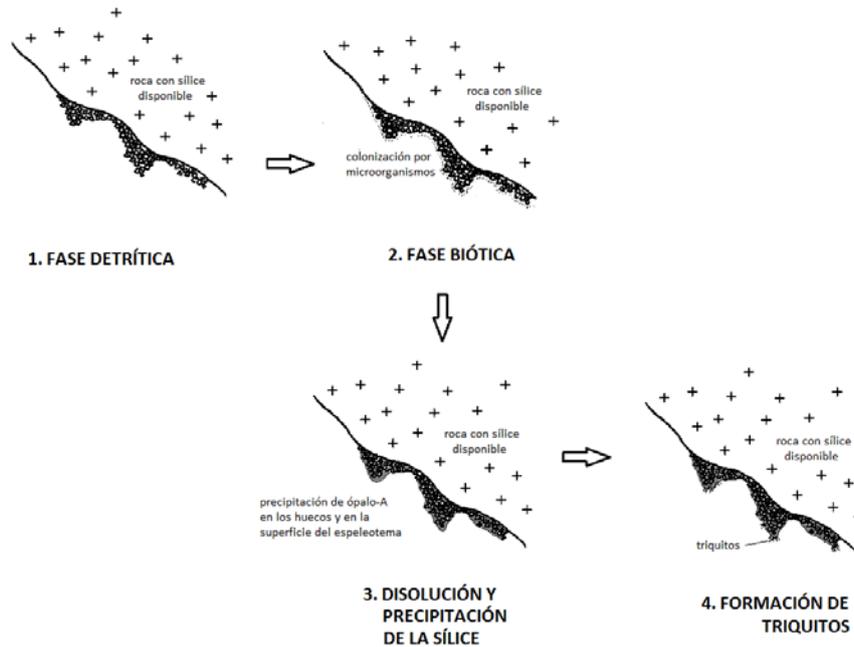


Fig. 3.1. Fases de formación de los espeleotemas con ópalo.

3.1.1. FASE DETRÍTICA

El agua infiltrada a través de las rocas en las que aparecen este tipo de espeleotemas fluye a una velocidad muy baja a través del sistema fisural de las mismas. En la zona de contacto roca/agua la meteorización de la roca produce un agregado detrítico heterométrico de granos poliminerales, que son movidos, en primer lugar, en forma de suspensión hídrica (slurry) y después, depositados en las paredes, suelo o techo de la cavidad para formar acumulaciones detríticas granulares (espeleotemas primarios) de textura siempre porosa (Vidal-Romaní et al., 2013). El examen de las muestras al estereomicroscopio nos ofrece imágenes a color y en relieve,

que nos permiten diferenciar la naturaleza poliminerálica de la asociación de clastos, que constituyen la matriz del espeleotema (Fig 3.2).



Fig. 3.2. Microgours con matriz poliminerálica.

3.1.2. COLONIZACIÓN DEL MEDIO POR ORGANISMOS VIVOS (FASE BIÓTICA)

Sobre este medio, originalmente inhóspito, empieza a asentarse la vida, comenzando esta por pequeños organismos fotosintéticos, cianobacterias, algas, y líquenes (Fig. 3.3) a los que sucederán otras formas heterótrofas, hongos y bacterias, que se ocuparán de la descomposición y transformación de los restos orgánicos producidos sobre el espeleotema. Finalmente, otros organismos de mayor complejidad y mayores

requerimientos ecológicos, tales como amebas testáceas, colémbolos, ácaros, etc., irán aumentando en número y variedad de especies, por lo que el entramado de esta incipiente comunidad biológica irá tejiéndose de una forma cada vez más estable por las propias relaciones tróficas. El capítulo 4 de este trabajo, dedicado al contenido microbiológico, explica con más detalle la microsucesión del ecosistema a la que se refiere este epígrafe.

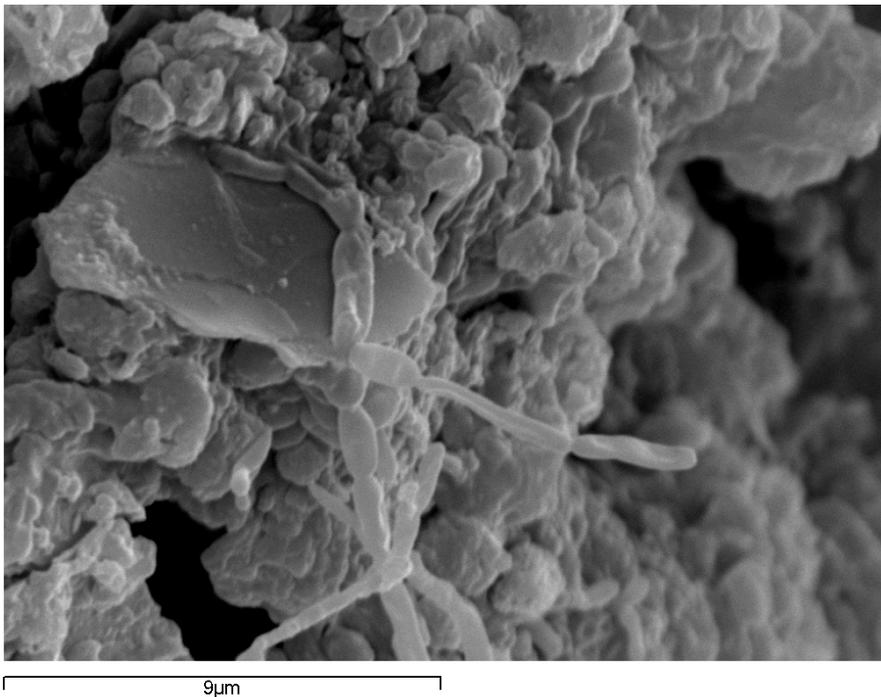


Fig. 3.3. Microorganismos colonizando el espeleotema primario. Foto cedida por Juan Ramón Vidal Romani.

3.1.3. DISOLUCIÓN Y PRECIPITACIÓN DE LA SÍLICE

En este medio, poblado por organismos que viven en el sistema poroso, el siguiente paso, fundamental para el desarrollo de los espeleotemas con ópalo-A, es la disolución de la sílice contenida en los

minerales que forman las rocas ígneas especialmente del cuarzo (Vidal Romaní et al., 2010b). Sin embargo, es sabido que la disolución del cuarzo es muy baja hasta que no se alcanzan valores de pH superiores a 8 (Krauskopf, 1967), lo cual no es frecuente en este tipo de rocas. Así, toman protagonismo, los organismos vivos descritos en la fase anterior. Estos son capaces de llevar a cabo la disolución biológica del cuarzo, mediante la acción de ácidos orgánicos, metabólicamente producidos, que pueden disolver este elemento de ocho a diez veces más rápido que el agua pura (Fig. 3.4). De esta forma, se producirá un hidrogel de sílice que por evaporación perderá parte de las moléculas de agua (deshidratación) y precipitará en forma de ópalo amorfo cubriendo, en mayor o menor grado, la superficie de los clastos poliminerales (Fig. 3.5), acumulados en la primera fase, e incluso pudiendo fosilizar los organismos vivos y sus restos (Fig. 3.6), desarrollados en la segunda.

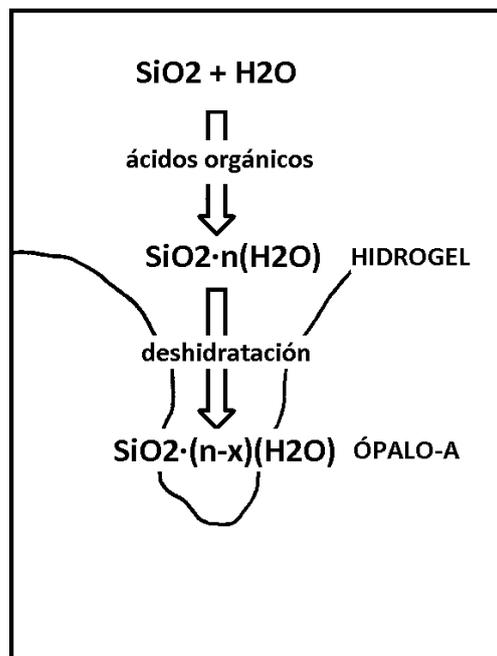


Fig. 3.4. Disolución del cuarzo y precipitación de sílice amorfa con intervención de ácidos orgánicos ($x = n^\circ$ moléculas de agua que se pierden por deshidratación).

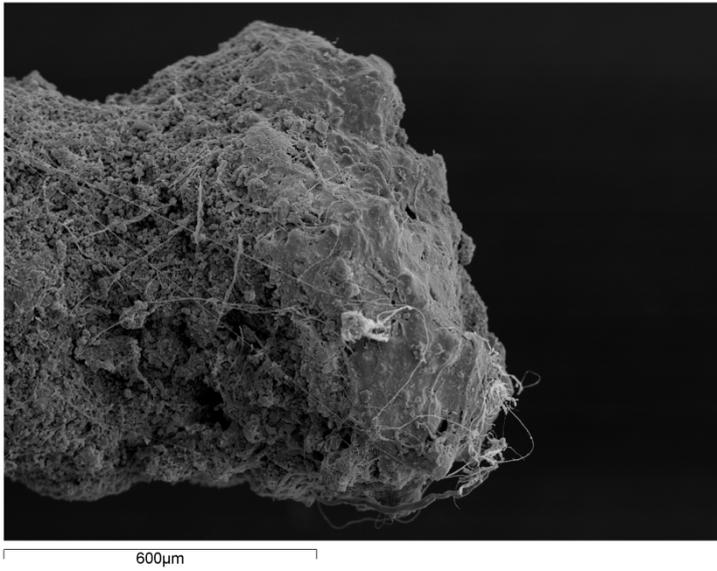


Fig. 3.5. Ópalo amorfo cubriendo parcialmente la matriz olimineralica del espeleotema.

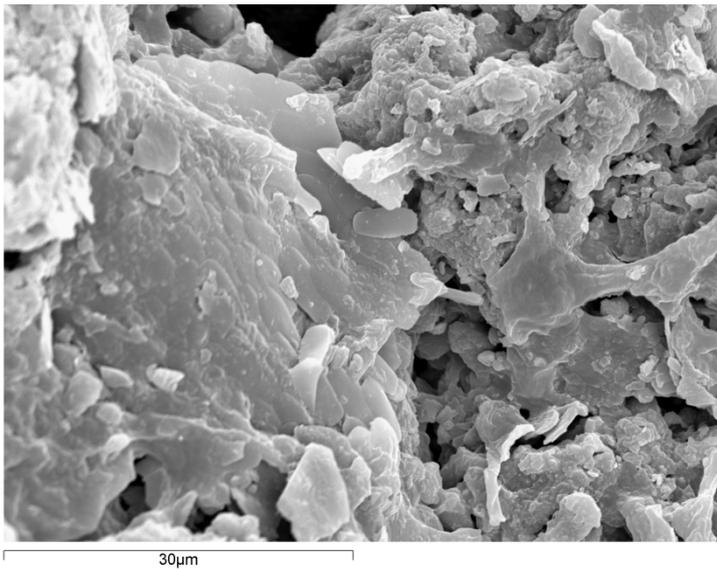


Fig. 3.6. Restos de ameba testácea (*Euglypha* sp.) empezando a ser cubiertos por ópalo.

En otras fases posteriores de elevada humedad, en las que se reactive la circulación de agua por el sistema fisural de la roca, la sílice amorfa, que es más soluble que el cuarzo cristalino (Alexander et al., 1954) y que se meteoriza fácilmente debido a la actividad bioquímica de bacterias, algas, hongos y líquenes (Ehrlich y Newman, 2009), podrá nuevamente formar un gel de ópalo que reprecipitará cubriendo, en capas más densas, la superficie del espeleotema.

3.1.4. FORMACIÓN DE TRIQUITOS (FASE ABIÓTICA)

Los triquitos son cristales con un alto grado de idiomorfismo, que se observan en la superficie de los espeleotemas y que se localizan en puntos donde el agua se acumula: en los espeleotemas cilíndricos, en el extremo final; y en los planares o flowstones, en las depresiones de los microgours o represas. La mineralogía de los triquitos es muy variada, la más habitual es la formada por yeso ($\text{SO}_4\text{Ca}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (Fig. 3.7), pero también existen otras de calcita (Fig. 3.8), aragonito, plumboaragonito (tarnovicita) (Fig. 3.9) y fosfato cálcico. En algunos casos los triquitos aparecen como individuos aislados, o agrupados en pequeños grupos, excepto en el yeso que siempre forma asociaciones cristalinas bien macladas y con variado idiomorfismo en continuidad física, aunque no cristalográfica, con los depósitos de ópalo-A (Vidal-Romaní et al., 2013).

La ausencia de formas de vida (fase abiótica), en esta 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.

La formación de triquitos puede constituir la fase final en el desarrollo de un espeleotema, lo cual no excluye una redisolución del mismo y una eventual nueva etapa de crecimiento, incluida en ella la aparición de nuevos organismos sobre los triquitos (Fig. 3.10).

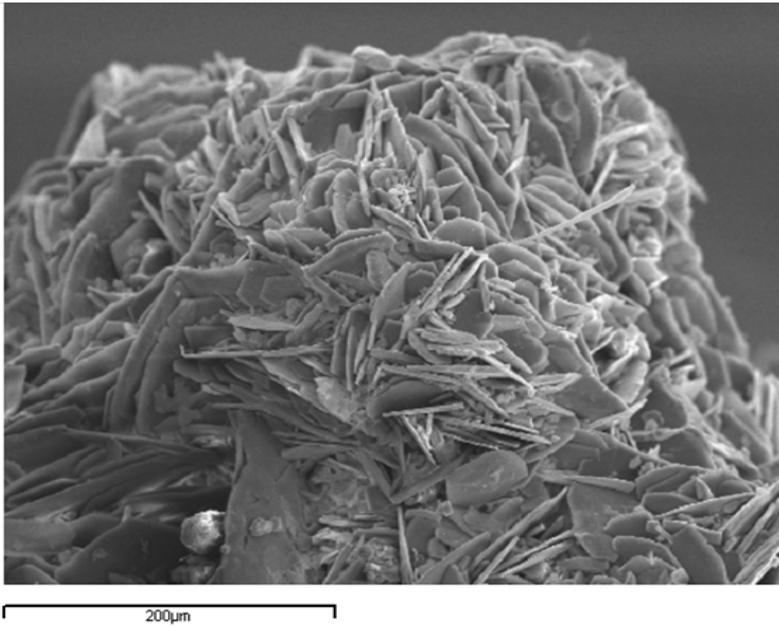


Fig. 3.7. Triquitos maclados de yeso. Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.



Fig. 3.8. Triquitos de calcita (Berrocal del Rugidero, Mérida).

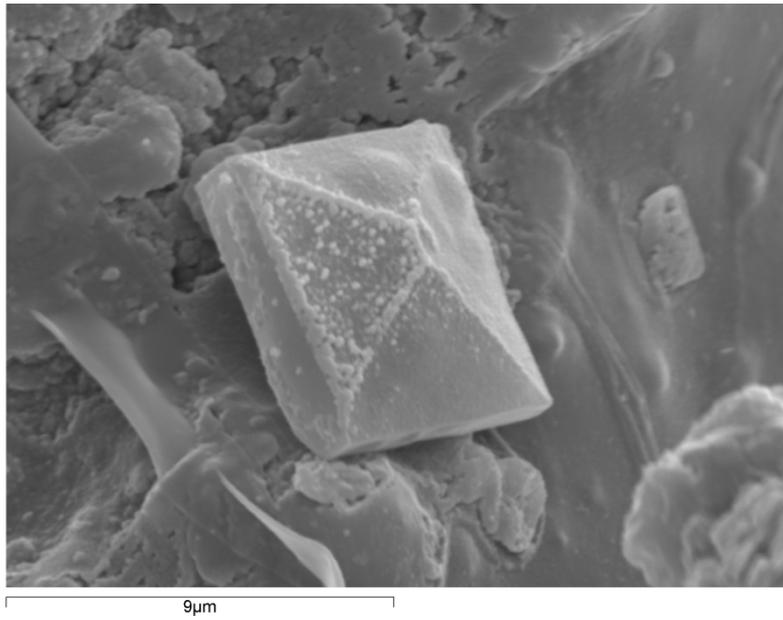


Fig. 3.9. Cristal aislado de plumboaragonito (Berrocal del Rugidero, Mérida).

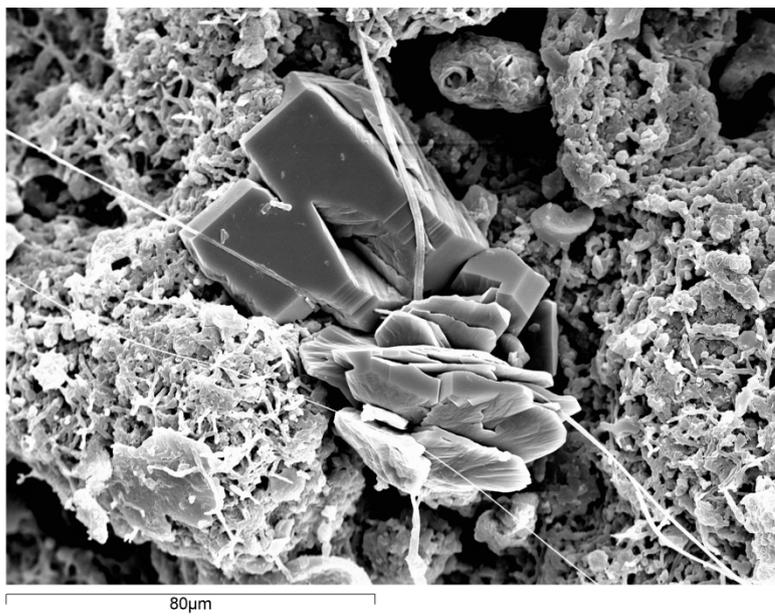


Fig. 3.10. Organismos colonizando la superficie de triquitos de yeso. Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.

Estas morfologías, aunque están muy extendidas no siempre aparecen en los espeleotemas. Su formación tiene lugar a partir del mismo hidrogel de sílice del que se originan los espeleotemas con ópalo-A. García-Ruíz et al., (1981, 1982) lograron reproducir el proceso en el laboratorio usando una base de hidrogel de sílice para obtener el crecimiento de cristales de diferentes sustancias a muy bajas concentraciones. Este proceso permite la cristalización de minerales muy puros y con un buen desarrollo morfológico. La producción de los triquitos está condicionada por: su proceso de nucleación, que tiene lugar a partir del gel de sílice que actúa como medio de cristalización; y por la sobresaturación del gel de ópalo, producto de la progresiva evaporación del agua en él contenida (Sanjurjo et al., 2007).

En el caso más frecuente de que los triquitos sean de yeso se necesitan una fuente de azufre y de calcio respectivamente, que permitan la formación de este mineral. Sobre el origen de estos elementos químicos Sanjurjo et al. (2007) muestran diversas posibilidades de procedencia, para concluir en que la más verosímil es la que presenta un origen biológico para el azufre. Se cree que intervienen bacterias y hongos que descomponen y oxidan la materia orgánica, obteniendo los iones sulfato $(\text{SO}_4)^{2-}$ que posteriormente se combinarán con el calcio $(\text{Ca})^{2+}$ procedente de la alteración de las plagioclasas (Vidal Romaní et al., 2010b).

3.2. MICROESTRUCTURA DE LOS DEPÓSITOS DE ÓPALO

La síntesis de ópalo-A puede ser biogénica o abiogénica, es decir, los microorganismos pueden inducir la precipitación del ópalo o por el contrario este puede precipitar por sí mismo, sin intervención de ningún tipo de ser vivo. Aunque ambos casos son posibles se ha estimado, sin embargo, la tasa de depósito de sílice en procesos de biomineralización es 10^6 veces más alta que la formación de sílice abiótica (Gordon y Drum, 1994). Incluso en las épocas del año en las que no se favorece crecimiento

de microorganismos, el proceso de silicificación siendo abiogénico, probablemente utiliza, como puntos de nucleación, esferas de sílice biogénica o colonias de microorganismos preexistentes (Konhauser et al., 2001).

Durante el proceso de observación al MEB de esta investigación, ha sido frecuente la aparición de acumulaciones de pequeñas esferas regulares de diferentes tamaños. Tras un examen bibliográfico relativo, por una parte, a precipitados de ópalo inorgánico y por otra, a recubrimientos de ópalo sobre bacterias, en esta investigación se ha podido diferenciar entre dos tipos de esferas con morfologías similares: las que tienen tamaños que varían desde los 100 nanómetros y el micrómetro, que finalmente se han conseguido identificar, gracias a la bibliografía consultada (Jones et al., 1964; Sanders, 1964; Segnit et al., 1970; Webb y Finlayson, 1987; Páez, 1991; Westall et al., 1995; Kröger et al., 1999; Konhauser et al., 2001; Smith et al., 2003; Jones et al., 2004; Cortés, 2005; Schinteie et al., 2007), como el modo natural de precipitar el ópalo amorfo, en forma de nanosferas (Fig. 3.11) y microsferas (Fig. 3.12); y las que superan el micrómetro, que han sido consideradas como bacterias (Fig. 3.13) de las que algunas presentan determinados rasgos morfológicos propios de este tipo de microorganismos (Westall et al., 1995; Konhauser et al., 2001; Jones et al., 2004; Schinteie et al., 2007).

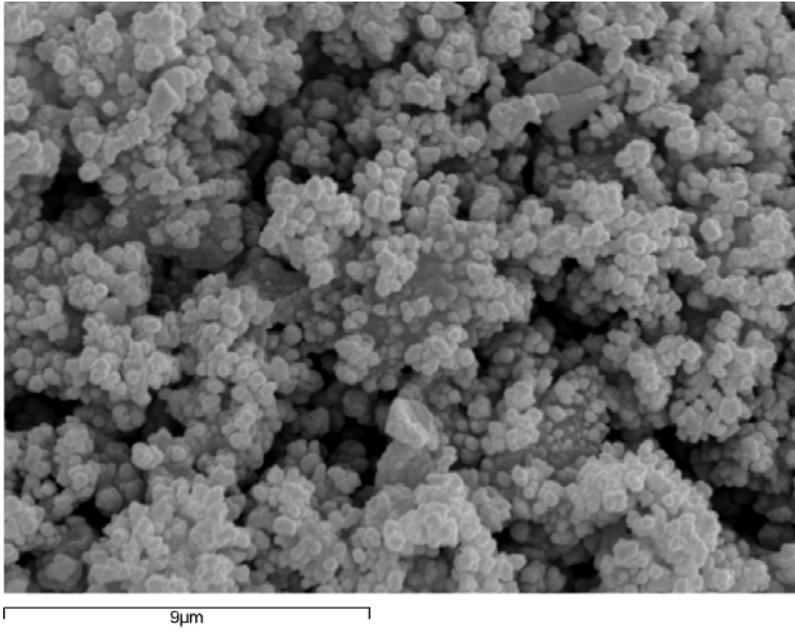


Fig. 3.11. Nanosferas de ópalo-A (Berrocal del Rugidero, Mérida).

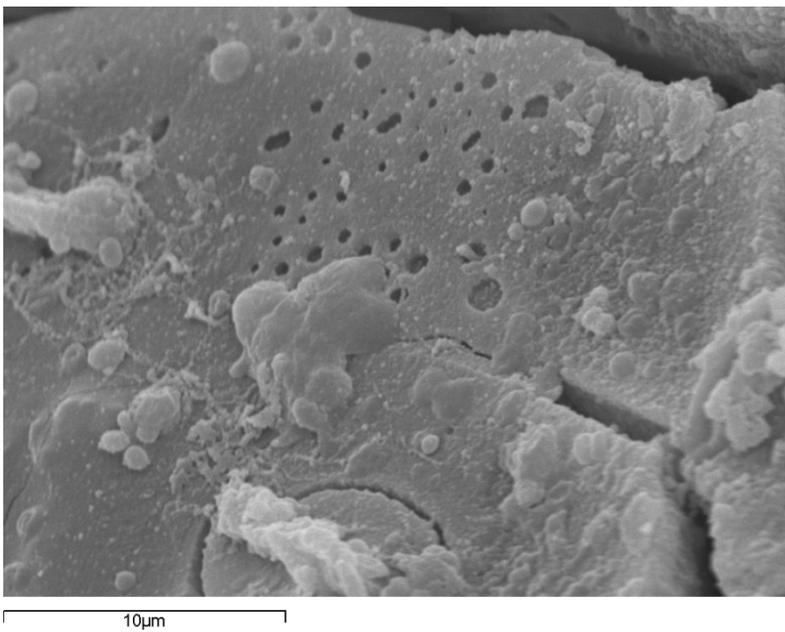


Fig. 3.12. Microsferas de ópalo-A formadas por unión de nanosferas.

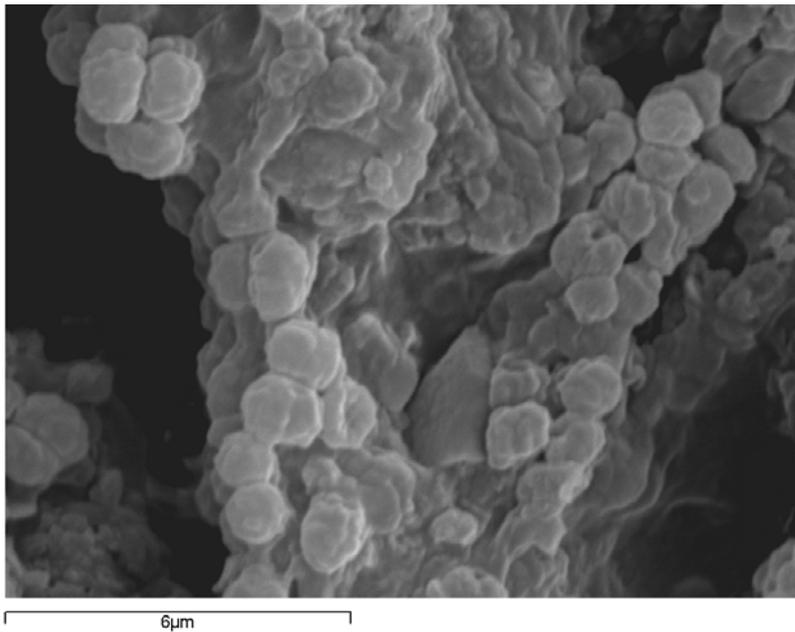


Fig. 3.13. Microorganismos de morfología esférica.

En cuanto a la forma natural de precipitar el ópalo, son Jones et al. (1964) y Sanders (1964) los que demuestran, por primera vez, cómo la estructura del ópalo consiste en esferas de sílice amorfa con diámetros inferiores al micrómetro. Además, en este último artículo, Sanders pone de manifiesto que cuando el empaquetamiento de las esferas no es uniforme, los huecos resultantes dispersan la luz, dando la apariencia lechosa de los ópalos, que como los que se estudian en esta Tesis Doctoral (Fig. 3.14), no son considerados gemas.



Fig. 3.14. Apariencia lechosa del ópalo amorfo (Las Jaras, norte de Córdoba).

En el caso de bacterias y microorganismos que en el medio natural acaban fosilizados por ópalo, se ha podido constatar cómo sus paredes celulares fueron recubiertas por pequeñas esferas de sílice, que al cabo del tiempo terminaron por coalescer formando una gruesa cubierta de superficie externa mamilada, cristalográficamente tan amorfa como las esferas de ópalo iniciales (Fig. 3.15.a; Fig. 3.15.b; Fig. 3.15.c). Esta silicificación aumenta con el tiempo y ello conlleva un incremento del grosor del revestimiento de ópalo alrededor de los microorganismos (de hasta $0.6 \mu\text{m}$) (Fig. 3.15.d) y una mayor cristalización de la sílice manifestada por: un aspecto más denso; un incremento en el tamaño de las esferas de sílice (hasta $50 \mu\text{m}$); un alto grado de agregación de las esferas silíceas; y un incremento en el tamaño de las partículas de sílice nucleadas sobre la superficie de los microorganismos fosilizados (Westall et al., 1995).

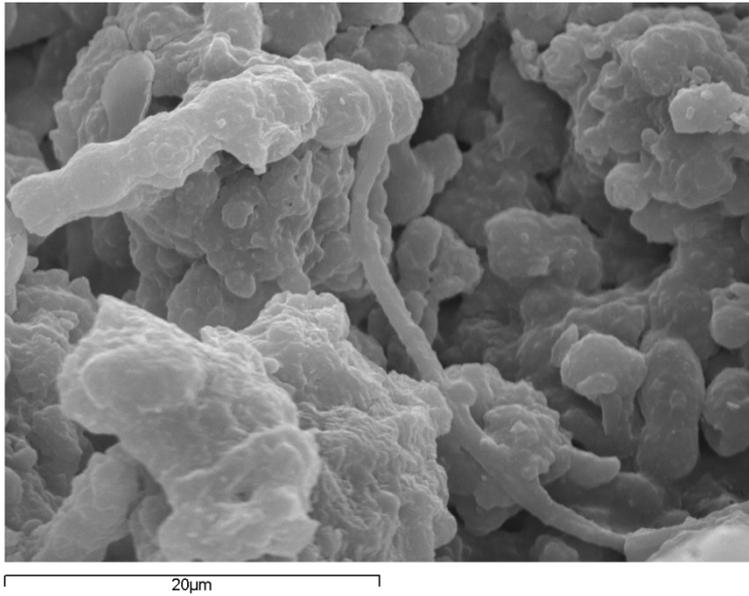


Fig. 3.15.a. Bacterias cubiertas por ópalo amorfo. Foto cedida por J.R. Vidal Romani.

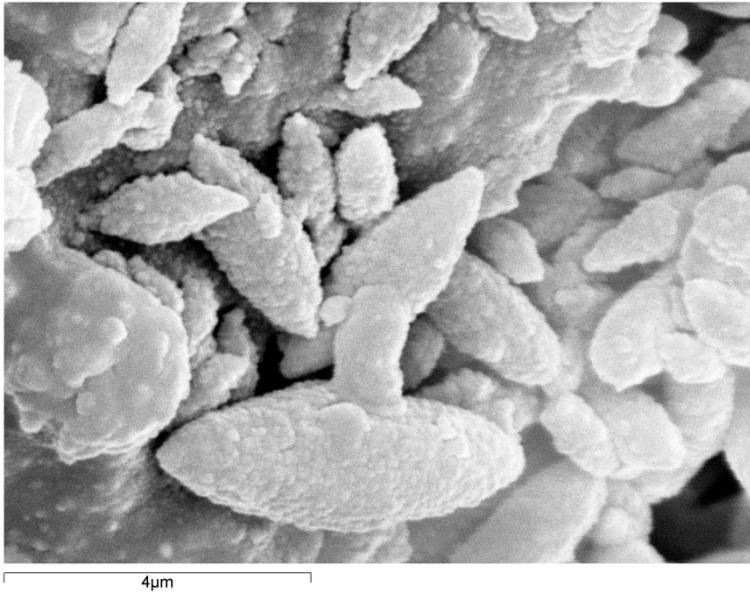


Fig. 3.15.b. Microorganismos cubiertos por nanosferas de ópalo-A (Berrocal del Rugidero, Mérida).

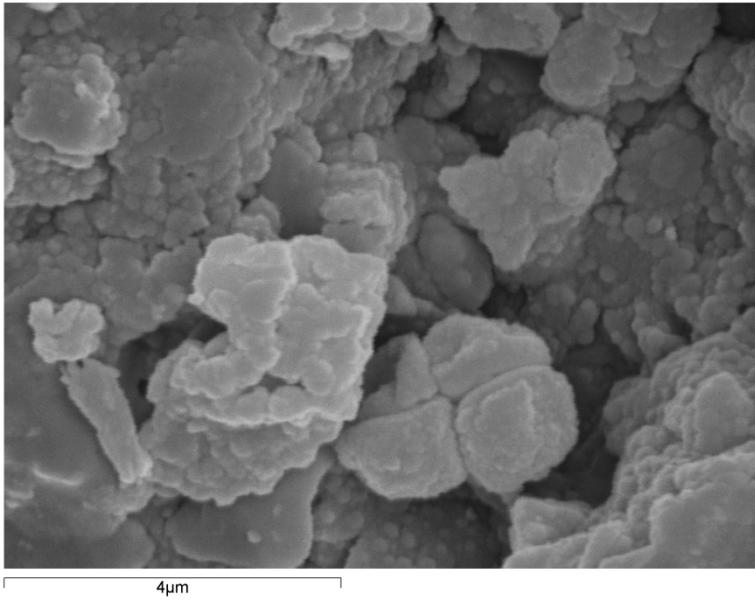


Fig. 3.15.c. Microorganismos en tétradas (Alto de Barruecos, Badajoz).

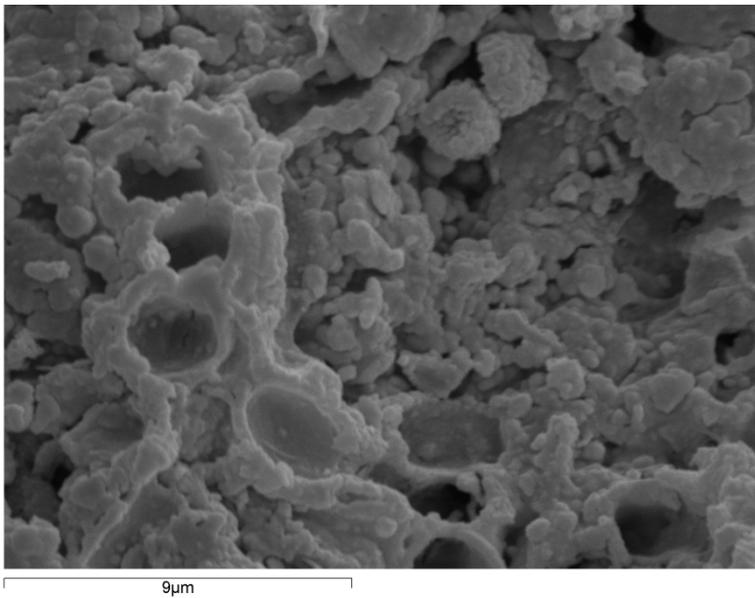


Fig. 3.15.d. Revestimiento bacteriano (gen. *Nostoc*) de ópalo de gran grosor (Los Marines, Huelva).

En ambientes hidrotermales, donde también es muy frecuente la aparición de microorganismos cubiertos por ópalo, este proceso ocurre rápidamente, probablemente mientras las células aún están vivas, manteniendo su eficacia fotosintética incluso después de formar parte de estromatolitos. Esta forma de mineralización también ocurre en forma de granos esféricos que terminarán uniéndose hasta formar una capa silíceo continua de varias micras de grosor y que podrá cubrir colonias enteras de bacterias (Konhauser et al., 2001). El mantenimiento de la morfología de las bacterias, que implica una rápida silicificación, puede no preservar algunas de sus características que son críticas para la identificación en términos taxonómicos (Jones et al., 2004). Esta, entre otras razones, hace arriesgada la identificación basada únicamente en criterios morfológicos de este tipo de microorganismos.

Cuando el depósito de sílice se estudia en fuentes hidrotermales, también se puede comprobar que inicialmente tiene lugar en forma de esferas, que serán nanométricas (Fig. 3.11) al principio y que se irán aglomerando para formar otras mayores, de escala micrométrica (Fig. 3.12). Estas esferas se depositarán sobre sustratos adecuados (Fig. 3.16), incluidos las bacterias, que podrán terminar totalmente silicificados. Finalmente, el sobrecrecimiento de ópalo irá eliminando el contorno de las texturas juveniles (Smith et al., 2003).

Según otros autores (Jones et al., 2004) el diámetro de estas esferas también podría variar entre las diferentes especies de organismos, pudiendo incluso llegar a superar el tamaño de los propios microbios. Conforme a este artículo, las esferas podrían precipitar en una o más capas; y hacerlo de forma ordenada o no presentar ningún patrón de distribución regular.

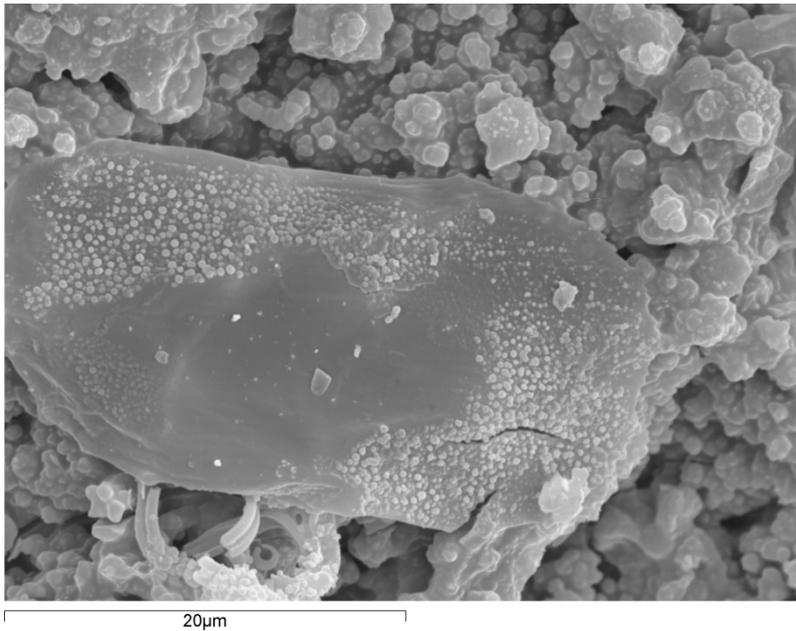


Fig. 3.16. Esferas de ópalo depositadas sobre placa de ópalo denso (Campofrío, Huelva).

Un ejemplo claro de síntesis biogénica es la llevada a cabo por diatomeas para la formación de sus frústulos, en un medio ácido, a presión y temperatura ambiental (Vrieling et al., 1999). Estos organismos están cubiertos por unas sustancias orgánicas, polipéptidos, que tienen afinidad por la sílice y que por ello son llamados silafinas. Kröger et al. (1999) comprobaron experimentalmente cómo cada uno de estos tipos de silafina es capaz de precipitar sílice en segundos cuando es añadido a una solución de ácido silícico. El precipitado así inducido está compuesto de una red de partículas esféricas de sílice con diámetros de 500 a 700 nm estrechamente unidas unas a otras o parcialmente fusionadas. Sin embargo, cuando se usó una mezcla de silafinas diferentes, precipitaron agregados de partículas de sílice mucho más pequeñas (diámetros <50nm).

3.3. CLASIFICACIÓN MINERALÓGICA DE LOS ESPELEOTEMAS

Para el estudio composicional y mineralógico de los espeleotemas, varios autores (Vidal Romaní, 1983; Vidal Romaní et al., 1979; 1984; 2010a; 2010b; Sanjurjo et al., 2006; 2007) han hecho uso de diferentes técnicas: Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS), Análisis Térmico Diferencial (ATD), Fluorescencia de Rayos X (FRX), Difracción de Rayos X (DRX), Análisis Térmico Gravimétrico (ATG), Análisis Elemental (EDS) y principalmente Microscopio Electrónico de Barrido (MEB); Todos ellos, excepto los dos últimos, son métodos analíticos destructivos, por ello, en este estudio, se ha visto conveniente ceñirnos al uso del MEB, que nos da una información morfológica muy valiosa (textura, estructura, morfometría de los granos, contenido biológico, etc.), y de los detectores de Rayos X de electrones secundarios y retrodispersados, que nos dan un análisis composicional elemental (EDS) de la muestra. Como novedad, se ha incorporado el uso del Microscopio Estereoscópico que ofrece imágenes superficiales en color natural, con un rango de ampliación justo por debajo del mínimo ofrecido por el MEB, y gracias al cual se han deducido datos como el de la composición poliminerálica inicial de gran parte de los espeleotemas.

En la literatura, podemos ver que los espeleotemas que se desarrollan en rocas ígneas pueden presentar una mineralogía variada: ópalo-A, evansita, bolivarita, struvita, pigotita, taranakita, alofana, goethita, hematites, etc. (Webb, 1976; Macías et al., 1979, 1980; Hill y Forti, 1995). Sin embargo, los tipos mineralógicos fundamentales, de mayor a menor frecuencia se clasifican en: ópalo-A, pigotita y evansita-bolivarita (Vidal Romaní et al., 2010a). Y aunque en las áreas seleccionadas para este estudio, solo aparecen ejemplares de ópalo, es importante dar una visión global de los tres tipos principales de espeleotemas:

3.3.1. ESPELEOTEMAS CON ÓPALO

Son los espeleotemas que aparecen de forma más abundante en rocas ácidas, aunque también se encuentran, en menor cantidad, a valores de pH más básicos en los que existe silicio. Se ha decidido mantener este nombre porque aunque ciertamente estas formaciones no están compuestas totalmente por ópalo, sí están cubiertas total o parcialmente por este mineral amorfo, de manera que tradicionalmente se han conocido como tal. Ya desde estudios iniciales, Caldcleugh (1826) en Río de Janeiro, descubre unas estalactitas silíceas precipitadas en gneises. Este autor conjetura la hipótesis de que estas sean producto del constante goteo de agua sobre la roca desnuda y de las considerables temperaturas alcanzadas en esta zona.

Muchos años más tarde (Vidal Romaní et al., 1984) y mediante técnicas de Difracción de Rayos X, se deduce que este tipo de formaciones están constituidas por un mineral de baja ordenación, lo cual coincide con las características del ópalo amorfo. Por otra parte, se constata a partir de los diagramas de Análisis Térmico Diferencial (ATD) la presencia de agua de hidratación y de materia orgánica oxidada, esta última más abundante en aquellos espeleotemas que exteriormente presentan una pátina oscura. En los triquitos, sin embargo, predomina una mineralogía de sulfato cálcico fundamentalmente, aunque también de carbonato y fosfato cálcico.

En sucesivos estudios (Vidal Romaní et al., 2003; 2010a; 2010b; Sanjurjo et al., 2006; 2007), el análisis elemental (EDS) de los espeleotemas, arroja valores composicionales con un predominio de SiO_2 y H_2O , y una menor proporción de Al, Ca, Fe, Mg, Na, K, Cl y Ti. También existen otros elementos de origen biogénico como son P, S y C.

La textura de este tipo de espeleotemas suele ser porosa, aunque en algunos casos los vacíos entre los granos poliminerales han sido

rellenados por ópalo. Esta porosidad inicial permite la circulación y también el almacenamiento temporal de agua en los espeleotemas.

En el examen de secciones delgadas de estalactitas con ópalo al microscopio petrográfico (Twidale y Vidal Romaní 2005), y de imágenes al MEB realizadas en este estudio (Fig. 3.17), se puede apreciar su estructura rítmica de acreción en capas, en la que se distinguen unas más densas de ópalo compacto y otras más porosas en las que se observa un microfilm biológico responsable de los numerosos huecos presentes en ellas.

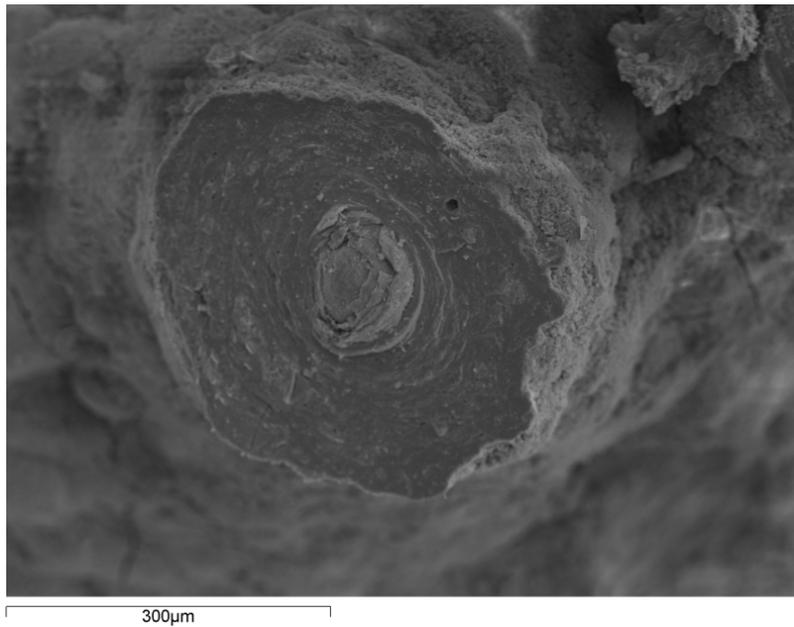


Fig. 3.17. Estalactita concéntrica. Estructura rítmica de acreción en capas (Berrocal del Rugidero, Mérida).

En algunos lugares de muestreo, los espeleotemas silíceos presentan un menor grado de evolución y por ello solo tienen un recubrimiento parcial de ópalo en las zonas más apicales, mientras que el

resto del espeleotema muestra su todavía inicial composición poliminerálica, de aspecto terroso arenoso (Fig. 3.18).

Muchas otras características que conciernen a este tipo de espeleotemas están descritas a lo largo de los diferentes epígrafes de este estudio, por ser este el tipo de formaciones en las que este se basa.

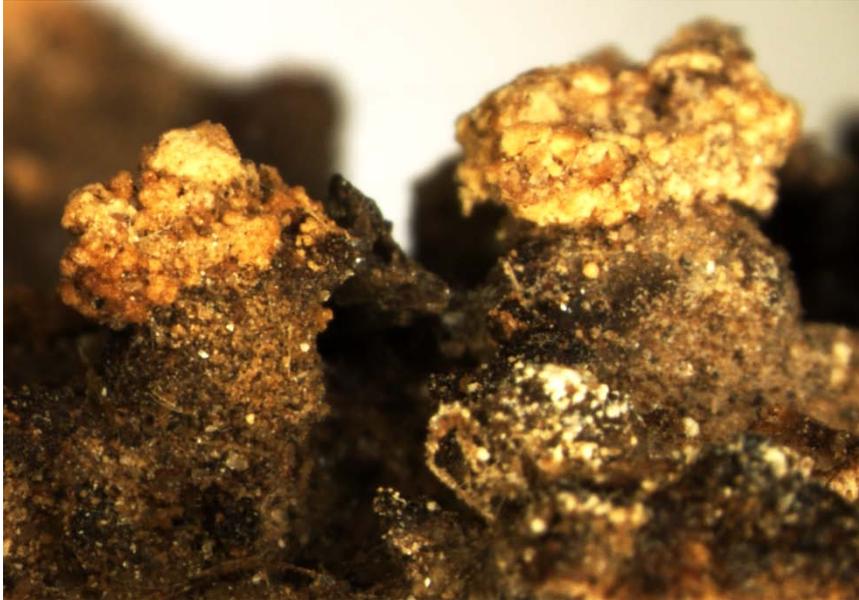


Fig. 3.18. Recubrimiento parcial de ópalo en zona apical de espeleotemas (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).

3.3.2. ESPELEOTEMAS DE PIGOTITA

La pigotita [$Al_4C_6H_5O_{10} \cdot 13H_2O$ ó $4Al_2 O_3C_{12} H_{10} O_8 \cdot 27H_2O$] es una sal compuesta por aluminio y ácidos orgánicos que se forma en la superficie del granito y que aparece típicamente en cuevas desarrolladas en este tipo de roca. Se deposita en forma de incrustaciones sobre las paredes de

fisuras y cavidades (Fig. 3.19). Este mineral ya fue descrito por Johnston (1840) en las cuevas costeras de Cornwall (Reino Unido) y debe su nombre al Reverendo M. Pigot, con el que realizó estas primeras observaciones. Este autor especifica detalles sobre su aspecto, de color marrón cuando está en estado masivo, y amarillo cuando es pulverulento. Considerando este mineral como una sustancia orgánica derivada de la descomposición de varios tipos de plantas que crecían en los páramos húmedos situados sobre la cavidad y combinada esta con el aluminio, procedente de la descomposición de los feldespatos.



Fig. 3.19. Microgours de pigotita. Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.

Años más tarde Creighton (1894) envía este mineral al Museo de Historia Natural de Londres y recibe la siguiente descripción de mano Mr. Fletcher: fragmento marrón oscuro, opaco en masa pero que transmite un rico color rojizo a través de sus delgados bordes; tiene el brillo, fractura,

fragilidad, baja densidad, e incluso el aspecto general de una resina. El mineral en polvo es de color amarillo.

Actualmente, se conoce que la pigotita se presenta como estalactitas, estalagmitas, columnas y flowstones que pueden cubrir superficies desde horizontales hasta inclinadas, e incluso verticales. El espeleotema más grande de pigotita hasta ahora encontrado fue hallado en Sierra do Galiñeiro (Fig. 3.20), en el NW de España y está constituido por la unión de una estalactita y una estalagmita, formando una columna de más de 1 metro de longitud. Una sección transversal o longitudinal de este ejemplar muestra una estructura típica de acreción rítmica en capas concéntricas, tal como ocurre en los espeleotemas de calcita. Las diferentes capas alternativamente muestran colores crema donde predomina el Al y colores castaño-rojizos en los que lo hace el Fe. Esta alternancia parece corresponder con cambios estacionales (invierno-verano) similares a los depósitos de varvas en un lago. Superficialmente, el aspecto de los depósitos de pigotita es ligeramente diferente, presentando una morfología crenulada debido al desarrollo de microgours, de dimensiones desde micrométricas a milimétricas. Para los espeleotemas descritos en Galicia, NW de España, la datación por radiocarbonos dio un rango de edad desde 1500 años B.P. (Sistema O Folón. Fig. 3.21) hasta 3000 años B.P. (Sistema cueva Trapa, Sierra do Galiñeiro) lo que confirma una gran continuidad y un rápido crecimiento en el proceso de depósito incluso cuando se compara con espeleotemas de carbonato cálcico. La cantidad de agua presente en este mineral es muy variable, pero siempre importante en condiciones naturales. Una vez que una muestra es tomada de la cavidad, la deshidratación transforma el mineral en una masa en polvo, con muy poca cohesión, en muy poco tiempo (Vidal Romaní et al., 2010a; 2010b).



Fig. 3.20. Columna de pigotita en Cueva Trapa (Tui, Pontevedra). Foto cedida por J.R. Vidal Romani.



Fig. 3.21. Flowstone de pigotita. Sistema O Folon (Nigrán, Pontevedra). Foto cedida por J.R. Vidal Román.

3.3.3. ESPELEOTEMAS DE EVANSITA-BOLIVARITA

Este tipo de espeleotemas $[Al_3(PO_4)(OH)_6 \cdot 6(H_2O) - Al_2(PO_4)(OH)_3 \cdot 4-5(H_2O)]$ aparecen en macizos rocosos diaclasados que presentan un amplio desarrollo de la típica estructura en láminas (sheet structure). Muestran una morfología tipo flowstone y una estructura de acreción en capas rítmicas, o secuencias estratificadas, de algunos centímetros de grosor que pueden llegar a cubrir superficies de varios metros cuadrados (Fig. 3.22). El color de la evansita varía desde amarillo a amarillo-marrón hasta rojizo. Esta sustancia es un mineral amorfo y masivo con una morfología de recubrimientos botroidales o reniformes; a veces con estructura coliforme; opalino; estalactítico. Es muy frecuente en Galicia, NW de España, pero

también en otras partes del mundo (Monte Zeleznik, Slovakia). Una especie mineral, también amorfa, relacionada con la evansita es la bolivarita, definida por primera vez en Campo Lameiro (Pontevedra, España) (Navarro y Barea, 1921), y que presenta propiedades físicas y mineralógicas, similares a la evansita. Ambos minerales son amorfos según el análisis de Rayos X. De acuerdo con la literatura anterior (García-Guinea et al., 1995), el espectro del Análisis Térmico Diferencial (ATD) de ambos minerales muestra un fuerte efecto endotérmico a los 120 °C y uno más débil a los 399 °C. La espectroscopía Infrarroja (IR) muestra picos de absorción a 3500, 1600 y 100 cm que son atribuidos a grupos OH, H₂O y PO₄ respectivamente. La espectroscopía de Resonancia Magnética Nuclear (RMN) da una señal de P centrada a -10.7 ppm, típica de fosfatos amorfos, y una señal de Al centrada en -4.2 ppm, que es típica del Al en coordinación octaédrica. Los análisis químicos dan una fórmula empírica Al₂(PO₄)(sub 0.92)(OH)(sub 3.25)·4·0₃H₂O para la bolivarita y Al₃(PO₄)(sub 1.09)(OH)(sub 5.73)·7·77H₂O para la evansita. Los resultados de los análisis de los especímenes de fosfatos de aluminio hidratados, de Costa Grande (Galicia, España) indican una relación Al:P de radios atómicos que varía entre 2 y 3.58. Debido a la naturaleza amorfa de estos materiales, es difícil saber si los datos analíticos pertenecen a mezclas de fosfatos de aluminio hidratados o si la bolivarita y evansita representan miembros intermedios de una amplia serie de solución sólida en la que los radicales PO₄ son reemplazados por 3(OH). Algunos autores (Martín Cardoso y Parga Pondal, 1935; García-Guinea et al., 1995) creen que tras el nombre de evansita-bolivarita deben estar representados todos los términos de la transición entre silicatos de aluminio y fosfatos de aluminio, en los que el fósforo incluido en ellos, se incrementa progresivamente al tiempo que el silicio disminuye hasta la completa sustitución (Vidal Romaní et al., 2010a; 2010b).



Fig. 3.22. Flowstone de evansita en fisuras de granito. Monte Costa Grande (Muros, A Coruña). Foto cedida por J.R. Vidal Romaní.

3.4. CLASIFICACIÓN MORFOGENÉTICA DE LOS ESPELEOTEMAS

El aspecto externo de los espeleotemas silíceos es similar al de sus equivalentes en medios kársticos, aunque sus dimensiones son generalmente mucho más pequeñas que las de estos (Vidal Romaní et al., 1984). La morfología de los espeleotemas es variada y está directamente relacionada con el proceso que propicia su formación (Sanjurjo et al., 2006). Guimarães (1966) propone una clasificación, de acuerdo con su génesis, de la que podemos extraer los tres tipos principales de depósitos que son aquellos que se producen por circulación, evaporación o estancamiento del agua.

3.4.1. DEPÓSITOS POR CIRCULACIÓN DE AGUA

Son aquellos depósitos formados por la precipitación de minerales disueltos en soluciones acuosas y que pueden formarse por procesos de goteo y por flujo superficial de agua, infiltrada a través de fracturas o deslizada por la superficie externa de la roca. Son los espeleotemas más comunes, por su similitud con aquellos formados por calcita.

3.4.1.1. Estalactitas s.s.

Se forman en la parte superior de fisuras en la roca (techo de cavidades o cornisas) cuando el peso de la gota supera la tensión superficial, se produce el goteo que irá dejando el depósito mineral. Se suelen desarrollar como formas individuales que terminan en triquitos de yeso (Sanjurjo et al., 2007; Vidal Romaní et al., 2010a) (Fig. 3.23).

Soda Straws: Son una variedad de estalactitas de forma tubular que crecen al cristalizar los minerales alrededor de la gota y que por ello presentan un canal central hueco. Esta variedad de estalactitas pueden terminar formando una estalactita cónica si el flujo de agua ocurre también alrededor de la misma (Maltsev, 1997) (Fig. 3.24).



Fig. 3.23. Estalactita s.s. Furna da Lagoa (Baiona, Pontevedra) Foto cedida por J.R. Vidal Romani.



Fig. 3.24. Estalactita tipo Soda Straw. Foto cedida por J.R. Vidal Romani.

3.4.1.2. Estalagmitas s.s.

Son depósitos de suelo convexos construidos por la precipitación de sustancias disueltas o arrastradas por el agua que cae de las estalactitas s.s. Estos espeleotemas no son frecuentes en cavidades de rocas ígneas (Vidal Romaní et al., 2010a). Las estalagmitas a veces presentan un hueco central cuya génesis puede tener un origen diverso dependiendo de la composición de las mismas (Hill y Forti, 1997) (Fig. 3.25).

3.4.1.3. Columnas

Cuando se produce el crecimiento de una estalagmita y de su correspondiente estalactita, de la que se nutre, ambas formaciones pueden llegar a unirse formando una columna, que seguirá alimentándose del flujo de agua proveniente del techo de la cavidad (Hill y Forti, 1997). El espeleotema más grande de pigotita, hasta ahora encontrado, es precisamente una columna que tiene más de un metro de longitud y una estructura formada por capas concéntricas (Fig. 3.20).

3.4.1.4. Flowstones o Coladas

Son recubrimientos continuos de la superficie rocosa que alcanzan espesores variables y que llegan a ocultar, incluso, la microrrugosidad de la roca (Sanjurjo et al., 2006; Romaní et al., 2007; Sanjurjo et al., 2007). Se producen por flujos laminares de agua y pueden desarrollarse en las tres principales formas mineralógicas: pigotita, ópalo-A y evansita-bolivarita (Vidal Romaní, 2010a) (Fig. 3.26).



Fig. 3.25. Estalagmita s.s. Foto C.E. Aradelas.



Fig. 3.26. Flowstone de ópalo-A con microgours y espeleotemas cilíndricos asociados (Las Jaras, norte de Córdoba).

3.4.1.5. Banderolas

Son un tipo de espeleotemas formado por la acción conjunta del goteo y del flujo laminar de agua sobre techos, generalmente inclinados, por los que esta discurre al tiempo que deposita los minerales que lleva disueltos (Fig. 3.27).



Fig. 3.27. Grupo de estalactitas y banderolas. Foto C.E. Aradelas.

3.4.1.6. Microgours

Son acumulaciones con desarrollo lineal y sinuoso que retienen el agua temporalmente. Se forman cuando la fina lámina de agua, que en ocasiones se desliza por la superficie de la cavidad o incluso sobre otros espeleotemas, deja de avanzar, y por tanto de empujar los pequeños clastos poliminerales, que provienen de la alteración de la roca. Son pequeñas paredes porosas y rugosas orientadas perpendicularmente al flujo de la corriente. Secciones transversales muestran que el lado interior del gour sobresale hacia la represa y que el externo generalmente está inclinado en el sentido de la corriente (Hill y Forti, 1997). Están asociados con superficies planas o poco inclinadas, lo que asegura una circulación lenta (Vidal Romaní et al., 2007; Sanjurjo et al., 2007). Sin embargo, si la velocidad del flujo del agua no supera a la fuerza de adherencia de esta sobre la roca, también pueden desarrollarse sobre superficies de mayor inclinación, tales como paredes subverticales e incluso sobre el techo de cavidades. Mineralógicamente estos espeleotemas pueden estar formados por pigotita, ópalo-A y evansita-bolivarita (Vidal Romaní et al., 2010a) (Fig. 3.28).

En ocasiones, los bordes de los microgours pueden presentarse muy anchos y sinuosos, llenos de pequeñas depresiones (Fig. 3.29) y protuberancias grumosas (Fig. 3.30). El depósito de estas morfologías tiene lugar como consecuencia de un cambio de una etapa húmeda, en la que se forman los gour, a otra posterior, más seca. En esta segunda fase, se produce la evaporación de las gotas de agua, que cubiertas por granos minerales, se van dividiendo, por tensión superficial, en otras más pequeñas que al desaparecer, dejan aglomeraciones de granos minerales.



Fig. 3.28. Microgour sobre flowstone de ópalo-A y falsas estalagmitas asociadas (Alto de Barruecos, Cáceres).

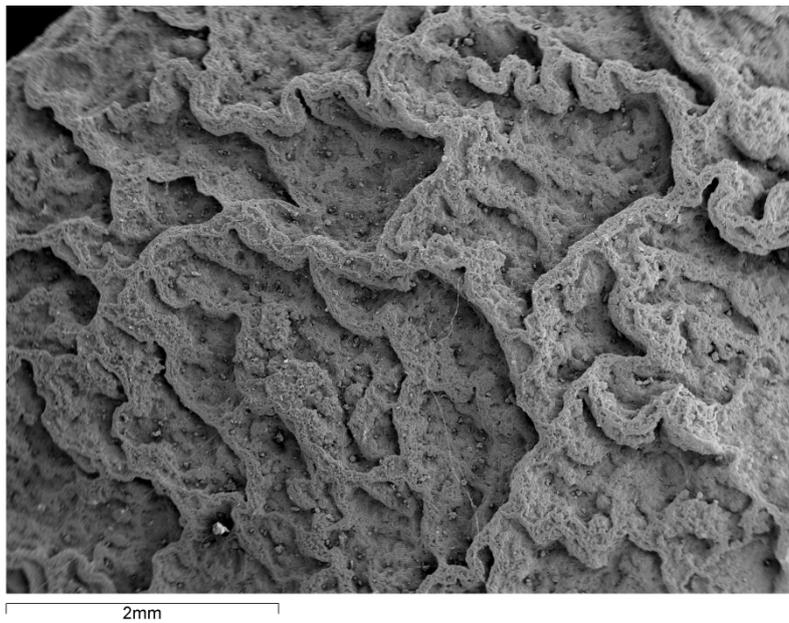


Fig. 3.29. Microgour de bordes anchos y sinuosos (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

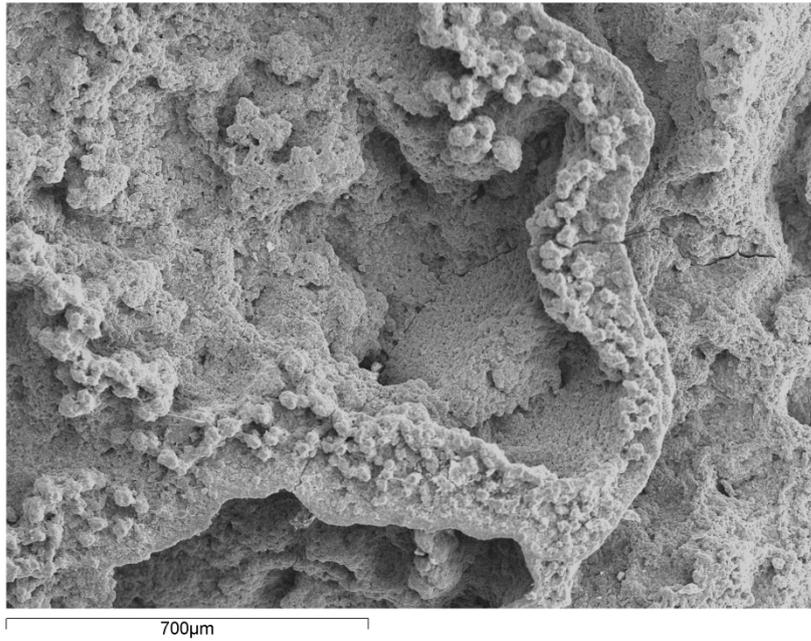


Fig. 3.30. Microgour con bordes cubiertos por protuberancias grumosas (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

3.4.2. DEPÓSITOS POR EXUDACIÓN

Son aquellos depósitos formados a partir de soluciones acuosas que, por capilaridad, circulan lenta y discontinuamente por los poros intersticiales de las rocas y espeleotemas preexistentes. Para su formación es necesario que el movimiento de aguas sea extremadamente reducido para que no se formen gotas en los puntos de salida. No es la gravedad el proceso desencadenante de su génesis sino la evaporación del agua y la capilaridad. Estos son los depósitos más abundantes y característicos de este estudio.

3.4.2.1. Falsas Estalactitas o Antiestalactitas

Son espeleotemas de techo que crecen por movimientos de capilaridad del agua (Sanjurjo et al., 2007; Vidal Romaní et al., 2010a; Vidal Romaní et al., 2012), a partir de un aglomerado de clastos poliminerales, procedentes de la alteración de la roca, embebido en agua. Pueden presentarse como formas individuales o ramosas (Vidal Romaní et al., 2005) y en su extremo terminal desarrollar triquitos, de grandes dimensiones y con morfologías en coliflor o en seta. Están formados exclusivamente por ópalo-A (Fig. 3.31).



Fig. 3.31. Falsas Estalactitas (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Estalactitas Concéntricas: son formaciones de morfología estalactítica que en sección transversal presentan laminación concéntrica en dos tonalidades, blanca y negra, y en las que no aparece canal central (Fig. 3.32). La laminación blanca/negra ha sido ampliamente estudiada en Genty y Quinie (1996); y aunque los autores se basan en otros tipos de depósitos, se pueden extrapolar algunas conclusiones:

-Las láminas negras corresponden a depósitos compactos de mineral, carentes de materia orgánica.

-Las láminas blancas tienen una constitución más porosa y en ellas hay una gran cantidad de microorganismos.



Fig. 3.32. Estalactitas Concéntricas (Berrocal del Rugidero, Mérida).

3.4.2.2. Falsas Estalagmitas o Antiestalagmitas

Espeleotemas que se forman por crecimientos antigravitatorios debidos al ascenso capilar del agua que circula por la base de las cavidades. Morfológicamente estas formaciones son estalagmíticas pero no en sentido genético (Vidal Romaní et al., 2003; Sanjurjo et al., 2006) ya que el agua no procede del goteo de una estalactita, sino de la evaporación desde la base (Fig. 3.33).



Fig. 3.33. Falsas Estalagmitas (Las Jaras, norte de Córdoba).

Anagmitas: son aquellos espeleotemas con forma de estalagmita hueca, originados por agua vadosa surgente del piso de la cavidad por procesos de capilaridad. Con este mismo nombre se denominan también algunas formaciones, que cumpliendo las condiciones anteriores, están asociadas a hidrotermalismo (Núñez, 1970), pero que no tienen relación alguna con las que en este trabajo son objeto de estudio (Fig. 3.34).

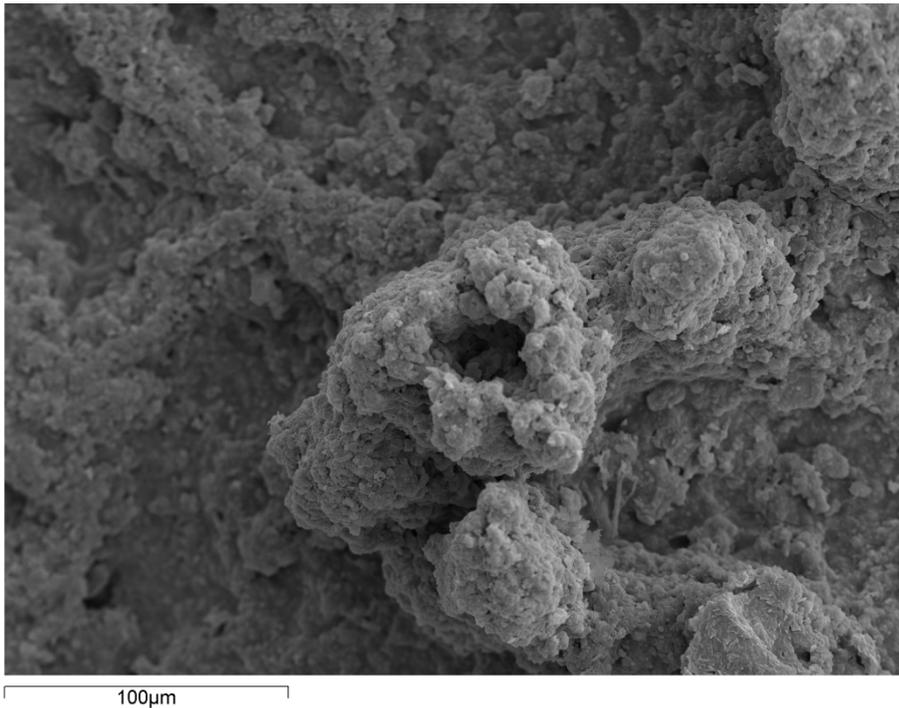


Fig. 3.34. Anagmita (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

3.4.2.3. Espeleotemas en Césped

Son asociaciones de múltiples formas cilíndricas muy finas (diámetro máximo 1 mm) que pueden formarse en zonas de techo, pared o suelo de cavidades. Estos espeleotemas crecen por capilaridad del agua a partir de un aglomerado de clastos angulares de sílice amorfa empapados en agua. También pueden terminar en triquitos (Sanjurjo et al., 2007; Vidal Romaní et al., 2010a; Vidal Romaní et al., 2012). Se forman exclusivamente en ópalo-A (Fig. 3.35).



Fig. 3.35. Espeleotemas en Césped (Las Jaras, norte de Córdoba).

3.4.2.4. Falsos gours o antigours

Son depósitos en apariencia similares a los gours pero que presentan contornos muy sinuosos y que se pueden asociar a cualquier parte de la cavidad (techo, pared o suelo), ya que no son producto del estancamiento ni del goteo del agua, sino de la evaporación, la capilaridad y la adherencia. En estas superficies puede ocurrir que una lámina de agua de espesor mínimo se divida en pequeñas gotas que, por tensión superficial, atraigan una delgada cubierta de clastos minerales que posteriormente podrá quedar cementada por ópalo-A, permitiendo la conservación de la morfología de la gota e incluso de su recorrido tortuoso por el techo de la cavidad (Fig. 3.36).

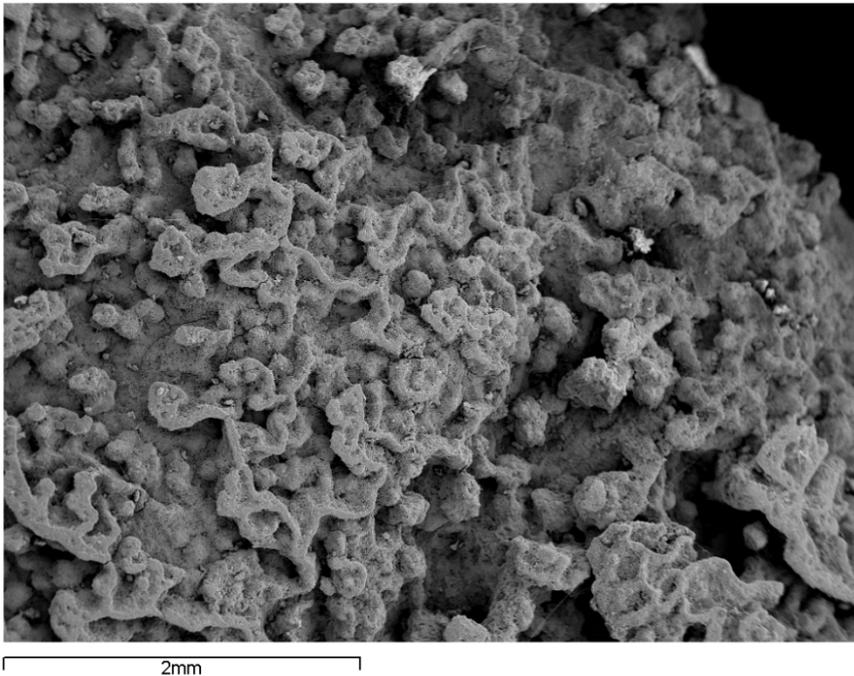


Fig. 3.36. Gours de Techo (Las Jaras, norte de Córdoba).

3.4.3. DEPÓSITOS POR ESTANCAMIENTO DE AGUA

Son espeleotemas formados por el depósito de minerales disueltos en aguas estancadas en represas formadas en paredes o suelos de cavidades.

3.4.3.1. Shelfstones

Son depósitos planos unidos, a modo de repisa, al borde de gour o represas. Este tipo de formaciones pueden extenderse tanto, que con el tiempo cubran totalmente la superficie de la balsa. Son indicadores del nivel antiguo o actual del agua en el gour (Hill y Forti, 1997) (Fig. 3.37).

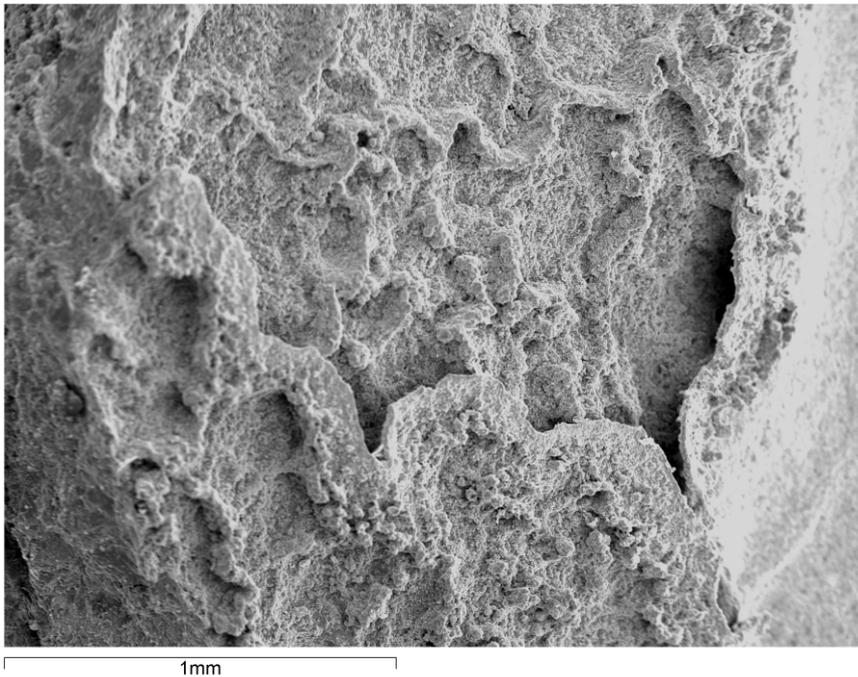


Fig. 3.37. Shelfstone (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

3.4.3.2. Concreciones

Son depósitos minerales que cubren o envuelven pequeños elementos que actúan como núcleos de acreción y que se encuentran en la superficie del suelo de la cavidad. Estos núcleos varían en tamaño y naturaleza, y pueden estar constituidos por elementos que van desde un grano de arena hasta una concha, pasando por un fragmento de roca o espeleotema, un pequeño huevo, un trozo de materia vegetal, hueso, etc. (Mitidiero y Madjarof, 2002) (Figs. 3.38 y 3.39).

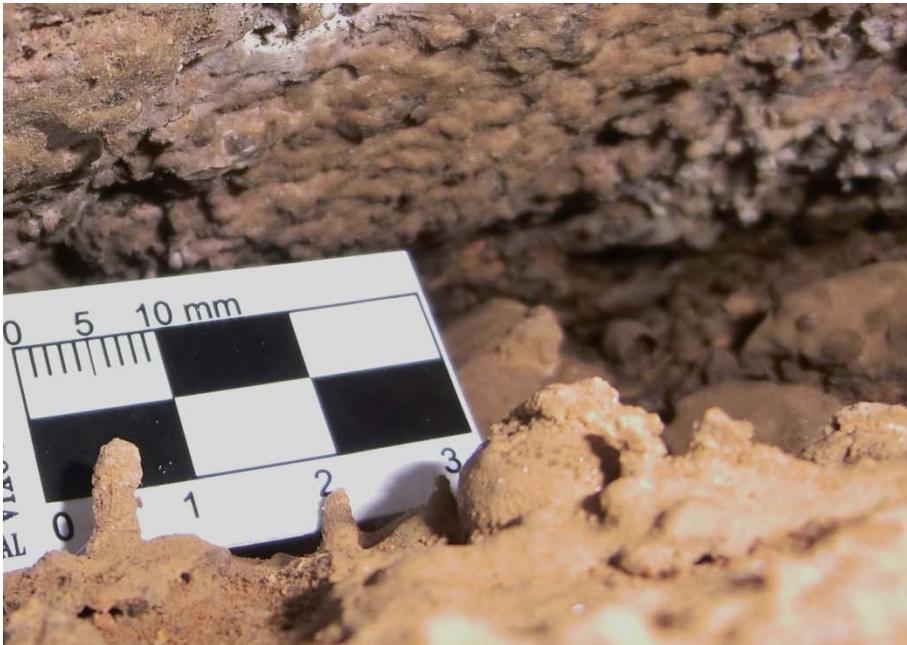


Fig. 3.38. Concreción formada sobre restos de huevo de gekónido (derecha). Falsas Estalagmitas (izquierda) (Berrocal del Rugidero, Mérida).



Fig. 3.39. Restos actuales de huevos de gekónido (junto a las Concreciones de la figura anterior).

CAPÍTULO 4

MICROECOSISTEMA

El empleo del término ecosistema (Tansley, 1935), o microecosistema en este caso, para referirnos a los espeleotemas silíceos, desde un punto de vista geobiológico, viene justificado por el reconocimiento de cada uno de los elementos que deben integrar este tipo de sistemas, junto con las relaciones que se establecen entre cada uno de estos elementos, internamente y entre ellos (Pickett y Cadenasso, 2002).

Este tipo de sistemas están compuestos por: un conjunto de elementos bióticos, cuya sistemática queda descrita ampliamente en el primer punto de este capítulo (4.1); una base abiótica, constituida por los minerales amorfos (y en ocasiones cristalinos) que componen los espeleotemas silíceos, descritos especialmente en el capítulo 3, aunque explicados globalmente a lo largo de todo este trabajo, por ser el objeto principal de esta tesis; una serie de relaciones entre los propios elementos bióticos, que constituirían la base de la red trófica (Slobodkin, 1960; Odum y Odum, 2000) definida en el epígrafe 4.2; y un conjunto de interacciones que conectan los elementos bióticos y abióticos, parte de las cuales han sido desarrolladas en el punto 4.3, dedicado al ciclo biogeoquímico del silicio, por ser este elemento fundamental para el desarrollo de este tipo de espeleotemas.

Además de definir claramente cada uno de los elementos que componen el ecosistema, también es conveniente precisar su escala temporal y espacial (Allen y Hoekstra, 1992; Odum y Odum, 2000). Las dimensiones de este tipo de ecosistemas pueden ser variables dependiendo del tamaño de los espeleotemas o de la continuidad física de los mismos, y aunque podrían ser definidas sencillamente como una cuestión de conveniencia para el objetivo del estudio, en este caso hay cuestiones objetivas que delimitan su escala espacial, principalmente, la disponibilidad de agua en la superficie de la roca que conforma la cavidad y, en general, los requerimientos definidos en el punto 2.3 de este estudio, como condiciones de precipitación.

Asimismo, la escala temporal también puede cambiar según afloramientos, en algunos de ellos, la humedad puede ser más constante, por aportes freáticos principalmente, pero en la mayoría, se podría hablar de una escala estacional, limitada por el aporte de agua proveniente de las precipitaciones. Aunque las variadas formas de resistencia de los microorganismos que habitan este ecosistema, harían posible su reactivación en cada periodo húmedo.

Tras definir la estructura básica de este ecosistema, en este capítulo serán desarrollados los aspectos fundamentales del mismo.

4.1. CONTENIDO BIOLÓGICO

El estudio de la superficie de las muestras al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) permite la observación de diferentes organismos que colonizan los espeleotemas. Todos ellos conforman un ecosistema vivo que, aunque no es el objetivo principal de esta tesis, merece su estudio pormenorizado, ya que cada uno de los eslabones de su red trófica está representado, de una forma casi sistemática, por el mismo tipo de organismos que, ordenados en la misma secuencia, aparecen en todas las localidades estudiadas. Esta serie de individuos también podría formar parte de un ecosistema edáfico, aunque en los suelos la red trófica es más compleja y sus interacciones con el medio son diferentes. Además, el tipo de organismos que se desarrollan en los espeleotemas podrían presentar características particulares de tipo troglomorfo cuando estos se forman en el interior de cavidades.

Cuando observamos las muestras, a veces podremos percibir que los restos de organismos que viven en la superficie de los espeleotemas, tras la recogida, clasificación y preparación de las mismas, pueden aparecer algo deteriorados por la desecación, previa e inevitable, que hay que hacer para el posterior estudio al microscopio electrónico de barrido. De estos

organismos podemos observar solo parte de sus cuerpos (escamas, plaquetas, patas, quetas, etc.), aunque es frecuente que aparezcan individuos completos, a veces incluso, en posición de vida. También es posible contemplar algunos restos de su actividad vital como pueden ser huevos, exuvias o polen. Por otra parte, es constante la aparición de organismos ya cubiertos por el ópalo que forma los propios espeleotemas sobre los que viven (Fig. 4.1). Asimismo, es habitual, en una fase posterior, que este ópalo termine cubierto por nuevos microorganismos, normalmente bacterias, cuyo crecimiento puede verse estimulado por la presencia de este compuesto de sílice (Wainwright et al., 2003; Heinen, 1968) (Fig. 4.2).

Para clasificar los organismos encontrados en los espeleotemas se ha usado el sistema de clasificación actual de Woese (1990), basado en las relaciones filogenéticas, en el que se ordenan los organismos en tres grandes dominios Archaea, Bacteria y Eucarya. Dentro del dominio Eucarya, los organismos se han organizado según los supergrupos establecidos por Adl et al. (2005).

En las zonas muestreadas de las diferentes áreas de estudio situadas en el centro y sur de España aparecen una gran variedad de organismos, si bien es cierto que, comparados con los que se desarrollan en otros lugares más húmedos, como los del norte de España, la abundancia tanto de individuos como de especies es significativamente menor. En la tabla 4.1. (González López et al., 2013) que se muestra a continuación se puede comparar la diversidad de especies de amebas testáceas en las muestras obtenidas para este trabajo y otros puntos de España y del mundo.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Euglypha rotunda</i> Wailes	x								x	x	x			
<i>Euglypha strigosa</i> Ehrenberg		x	x											
<i>Sphenodertia lenta</i> Schlumberger									x					
<i>Tracheleuglypha dentata</i> Moniez				x					x					
<i>Assulina muscorum</i> Greeff							x			x				
<i>Trinema complanatum</i> Penard	x	x					x		x					
<i>Trinema encheleys</i> Ehrenberg			x				x	x						
<i>Trinema lineare</i> Penard				x										x
<i>Corythion dubium</i> Taranek		x			x		x			x	x	x	x	
<i>Nebela griseola</i> Penard									x					

Tabla 4.1. Tabla 4.1. Tomada de González López et al., 2013. Distribución de especies identificadas en las distintas localizaciones geográficamente señaladas por un número: (1) Swazilandia, Gohhoto; (2) Austria; (3) Western Australia and South Australia; (4) España, Ávila; (5) España, Córdoba, las Jaras; (6) España, Badajoz, Berrocal del Rugidero; (7) España, Galicia, A Trapa; (8) España, Galicia, Louro; (9) España, Galicia, Porteliña; (10) España, Huelva, Riotinto-Peña del Hierro; (11) Portugal, Castelo da Furna; (12) Suecia, Falkberget; (13) Suecia, Hölick Grotta; (14) Suecia, Tröllhallett.

MICROECOSISTEMA

LB	BR	AB	LJ	LM	C	RPH	AFLORAMIENTOS/ORGANISMOS
							MONERAS
Indeterminadas. Abundantes en todos los afloramientos							BACTERIAS Y CIANOBACTERIAS
							PROTISTAS
							AMEBAS TESTÁCEAS
			•			•	<i>Corythion dubium</i>
			•				<i>Trinema lineare</i>
			•				<i>Euglypha dickensii</i>
						•	<i>Euglypha rotunda</i>
						•	<i>Assulina muscorum</i>
	•						<i>Plagiopyxis sp.</i>
	•						<i>Schoenbornia humicola</i>
	•						<i>Amphitrema wrightianum</i> ?
							DIATOMEAS
			•		•		<i>Pinnularia borealis</i>
			•			•	<i>Luticola sp.</i>
	•						<i>Diatoma mesodon</i>
Indeterminadas. Abundantes en todos los afloramientos							OTRAS ALGAS
							FUNGI
Indeterminadas. Abundantes en todos los afloramientos							HIFAS Y ESPORAS
	•	•					LÍQUENES
							PLANTAE
							POLEN
	•					•	<i>Quercus coccifera</i>
					•		<i>Quercus rotundifolia</i>
	•		•			•	<i>Olea europaea</i>
						•	<i>Oleaceae</i>
						•	<i>Pinus pinea</i>
						•	<i>Populus alba o nigra</i>
						•	<i>Cistus salvifolius</i>
						•	<i>Rubus ulmifolius</i>
	•						<i>Senecio sp.</i>
•							FITOLITOS
							ANIMALIA
Individuos indet. y huevos en todos los afloramientos							ÁCAROS
Individuos indeterminados en todos los afloramientos							COLÉMBOLOS
•	•					•	<i>Entomobrya nivalis</i>
•							<i>F. Entomobryidae especie A</i>
	•						<i>F. Entomobryidae especie B</i>
	•						<i>F. Entomobryidae especie C</i>
							LEPIDÓPTEROS
	•		•				Escamas
		•					Huevos
							GEKÓNIDOS
	•						<i>Tarentola mauritanica</i>

Tabla 4.2. Clasificación de los organismos encontrados en las diferentes localidades de estudio. AB = Alto de Barruecos; LJ = Las Jaras; LM = Los Marines; C = Campofrío; RPH = Riotinto-Peña del Hierro; BR = Berrocal del Rugidero; LB = Los Barruecos.

En el presente estudio, se ha descrito una amplia variedad de organismos de los cuales, unos han sido identificados hasta la categoría taxonómica de especie y otros no. El primer grupo está formado por ocho especies de amebas testáceas, tres de diatomeas, una de colémbolos, otra de gekónidos y diferentes tipos de polen correspondientes con siete especies de plantas diferentes. El segundo grupo sin embargo, debido a su mal estado de conservación, a la falta de características morfométricas identificativas y/o a la ausencia de datos de ADN; solo ha sido identificado hasta donde las características observables, al estereomicroscopio o al microscopio electrónico de barrido, lo han permitido. No se han usado técnicas de secuenciación de ADN para no separarnos de los objetivos principales de esta tesis. Este segundo grupo estaría constituido por bacterias y cianobacterias, un grupo indeterminado de algas (distintas a las diatomeas), hongos, líquenes (que aunque son una asociación simbiótica han sido incluidos en el reino fungi), fitolitos, ácaros y lepidópteros (huevos y escamas). También pertenecen a este conjunto algunos especímenes que, no habiendo podido ser identificados hasta la especie, se ha podido conocer su familia, en unos casos; o su género, en otros (una familia de colémbolos y una familia y un género de polen).

De todos estos elementos orgánicos, la mayor parte son autóctonos y viven y se desarrollan sobre los espeleotemas, sin embargo, hay una minoría, pólenes y fitolitos, que son productos de la actividad biológica de otros organismos, que se encuentran sobre los espeleotemas porque han sido transportados hasta allí por la acción del viento o de las aguas superficiales.

En los anexos III, IV y V se muestran las tablas realizadas, en este estudio, con la identificación de amebas testáceas, diatomeas y pólenes, respectivamente. A continuación, en la tabla 4.2, se hace una clasificación de todos los organismos encontrados en las diferentes localidades estudiadas y seguidamente describimos la sistemática de cada uno de ellos, manteniendo el mismo orden de la tabla.

4.1.1. Dominio BACTERIA Woese, Kandler y Wheelis, 1990.

4.1.1.1. Bacterias

Entre todos los organismos que colonizan los espeleotemas con ópalo, las bacterias son los más abundantes. Estas se presentan con formas y tamaños muy diversos atendiendo a los cuales podemos hacer una clasificación morfológica. Queda, sin embargo, fuera del objeto de este estudio la identificación específica de estos microorganismos mediante cultivos, pruebas bioquímicas, tinción o secuenciación de su material genético.

Las bacterias son organismos unicelulares muy pequeños y relativamente sencillos, cuyo material genético no está rodeado por una membrana nuclear, por ello se llaman procariontes (Granados y Villaverde, 2003). Su tamaño oscila entre las 0.2 μ m y las 2 μ m. Las nanobacterias o ultramicrobacterias miden en torno a 0.05 μ m, pero la mayoría no se han podido cultivar hasta el momento, y solo se pueden estudiar al microscopio. Estas dimensiones vienen determinadas genéticamente, aunque pueden variar según las condiciones ambientales (Young KD., 2006).

Atendiendo a su morfología, las bacterias pueden ser (modificado de Granados y Villaverde, 2003): esféricas (cocos), cilíndricas (bacilos), helicoidales (espirilos), en forma de coma (vibrios) y ovoides (cocobacilos).

De todos estos tipos morfológicos de bacterias, algunos se asocian en grupos de diferentes individuos (Fig. 4.3).

Los cocos pueden aparecer:

- Aislados.
- En parejas (diplococos) (Fig. 4.4).

- En cadenas (estreptococos).
- En racimos (estafilococos) (Fig. 4.5).
- En grupos de 4 elementos (tétradas) (Fig. 3.15.c).
- En formas cúbicas de 8 elementos (sarcinas) (Fig. 4.6).

Los bacilos pueden aparecer también:

- Aislados (Fig. 4.7).
- En parejas (diplobacilos).
- En cadenas (estreptobacilos) (Fig. 4.8).

En el caso de los bacilos, se pueden dar variantes adicionales:

- Bacilos en empalizada.
- Dos bacilos en ángulo (en forma de letra V o L) (Fig. 4.9).
- Varios bacilos formando letras chinas.

4.1.1.2. Cianobacterias

Las **cianobacterias** son un tipo de organismos muy antiguos desde el punto de vista filogenético, que se caracterizan por conjugar el proceso de la fotosíntesis oxigénica con una estructura celular procariota, típicamente bacteriana. Es por ello, que ha habido una gran controversia sobre si debían ser tratadas como bacterias o como algas, sin embargo, la llegada de la sistemática molecular ha mostrado claramente que la cianobacterias constituyen uno de los principales phylum bacterianos (Graham y Wilcox, 2000).

Al ser responsables de la primera acumulación de oxígeno en la atmósfera, las cianobacterias han tenido una enorme relevancia en la evolución de nuestro planeta y de la vida en él. En la actualidad presentan una amplia distribución ecológica, encontrándose en ambientes muy variados (Herrero, A. 2007) desde litorales marinos, océanos abiertos, medios de agua dulce, terrestres, e incluso fuentes termales y marismas. Son organismos colonizadores, con bajos requerimientos en nutrientes, en comparación con algas eucariotas, y gran capacidad de adaptación a condiciones extremas de temperatura, pH, aridez, etc. El medio en el que

se encuentran las áreas estudiadas es un tipo de medio terrestre muy específico en el que la humedad es muy elevada y una fina película de agua dulce recubre la superficie durante todo el año o buena parte del mismo. Por estas razones este tipo de organismos es habitual en los espeleotemas silíceos, si bien, se observa que el número de individuos y de especies disminuye en aquellos lugares de climatología más seca.

La morfología más simple que presentan las cianobacterias es en forma de organismos unicelulares, que pueden tener vida libre o estar envueltos por mucílago. Tras la evolución de las mismas, aparecen formas filamentosas que pueden ser uniseriadas o multiseriadas, según estén compuestas por una o más filas de células (Lee, 1999). En las muestras estudiadas, se observan diferentes tipos de cianobacterias, algunas presentan morfología filamentosas como las del género *Prochlorothrix* (Fig. 4.10) y *Nostoc* (Fig. 3.15.d), y otras, sin embargo, aparecen como individuos unicelulares que tras su división forman tétradas como ocurre en el género *Chroococcidiopsis* (Fig. 4.6).

Se ha de destacar la aparición, en algunas muestras, de organismos endolíticos bajo la cubierta silícea de determinados espeleotemas (Fig. 4.11). Actualmente se asocia la presencia de este tipo de individuos con medios de condiciones extremas, en los que esa cubierta, de escasos milímetros, les proporciona protección frente a las condiciones adversas del medio. Friedmann y Ocampo (1976) fueron los primeros en investigar cómo las cianobacterias eran capaces de sobrevivir al intenso frío y sequía de Victoria Land en la Antártida. Pero, no solamente han aparecido endolitos en lugares de extrema aridez y bajas temperaturas, sino que además, también han sido estudiados en otros ambientes como el Desierto de Atacama, de aridez rigurosa pero con temperaturas muy elevadas, en los que las cianobacterias soportan esas condiciones ambientales, gracias al medio poroso en el que habitan, protegidos de la intensa radiación y favorecidos por la capacidad de retención del agua de la propia roca (Wierzchos, et al. 2012). La mayor parte de los autores, que estudian estos

organismos, consideran la posibilidad de que si estos mismos tipos de hábitats, capaces de soportar comunidades en tales condiciones extremas, existiesen en otros lugares fuera de nuestro planeta, deberían ser considerados puntos importantes en la búsqueda de vida en otros lugares del Sistema Solar (Sun, 2013; Walker y Pace, 2007; Walker et al., 2005)

4.1.2. Dominio EUCARYA Woese, Kandler y Wheelis, 1990.

4.1.2.1. AMOEBOZOA, Lühe, 1913, emend. Cavalier-Smith, 1998

AMEBAS TESTÁCEAS

El término “amebas testáceas” se refiere a aquellos protozoos ameboides (Protozoa: Sarcodina: Rhizopodea) en los que el citoplasma está encerrado en una concha o testa provista de una apertura a través de la cual se relacionan con el exterior mediante pseudópodos. Los fósiles más antiguos de este tipo de amebas son de finales del Precámbrico (Waggoner, 1996), pero debido a que, tras su muerte, las testas se desintegran rápidamente en escamas, los estudios son escasos. En Porter et al. (2003) se descubre un gran número de analogías entre especies concretas de los llamados microfósiles en forma de vaso y las actuales amebas testáceas, de lo que deducen la evolución de unos en otras, para concluir en dar un origen neoproterozoico (~750 m.a.) a este tipo de protistas.

Las amebas testáceas, también conocidas como tecamebas, están presentes en una amplia gama de hábitats húmedos y de agua dulce, como pueden ser pantanos, suelos, turberas y aguas estancadas. Las que viven en el suelo, lo hacen en el agua que rellena los poros del mismo o en la fina película que rodea los granos, algunas incluso reducen su tamaño para llegar a los poros más pequeños (Schroeter, 2001). Pueden asentarse en cualquier lugar donde esté presente la humedad, incluso en cortezas de árboles o tejados de edificios (Ogden et al., 1980), por eso no es de

extrañar que aparezcan en los ambientes en los que se desarrollan los espeleotemas silíceos. En general, las amebas testáceas pueden desarrollarse en medios en los que haya cambios en el grado de humedad, e incluso pasar periodos secos, gracias a la capacidad que tienen para el enquistamiento. Tienen la habilidad de producir un sello interno, que cierra la apertura de la testa durante los periodos de sequía (Clarke, 2003). En *Arcella*, y en algunos otros géneros, la apertura es sellada por una membrana proteica, mientras que especies de testa aglutinada sellan la apertura con un tapón de partículas silíceas (Odgen et al., 1980). Otros tipos de amebas testáceas presentan invaginación en el pseudostoma, lo cual es considerado por Schönborn (1968) como otra forma de adaptación frente a la desecación. Como puede verse en el apartado 1.4 de esta tesis, referente al clima, cada una de las zonas de estudio se caracteriza por una marcada estacionalidad, a la que este tipo de protistas se adaptan, gracias a las citadas modificaciones.

La composición de la testa puede ser de material proteico, uniéndose a él **exosomas** que pueden estar constituidos por diferentes tipos de partículas: granos minerales, frústulas de diatomeas y/o pequeños restos de otros organismos. Alternativamente, la testa puede estar formada por placas silíceas, **idiosomas**, ordenadas irregularmente o en filas imbricadas y unidas a la testa por cemento orgánico. Raras veces, la testa puede ser de naturaleza calcárea (Clarke, 2003). La distribución de las amebas testáceas también puede venir determinada, en el caso de especies de testa aglutinada, por la disponibilidad de partículas para la construcción de la misma (Heal, 1962).

La alimentación de las amebas testáceas depende del tamaño de las mismas y de las dimensiones de su apertura (Clark, 2003). Especies pequeñas pueden alimentarse de bacterias, algas, hongos y levaduras (Heal, 1963), y especies grandes pueden hacerlo de otros protozoos, incluso de otras amebas testáceas más pequeñas. Ambas, grandes y pequeñas, también pueden alimentarse de detritus y partículas de humus. Por otra

parte, determinadas especies de amebas testáceas contienen algas simbioses del género *Chlorella* (Schönborn, 1965). Un factor muy importante que afecta a la comunidad de amebas testáceas es la disponibilidad de alimento, factor este que, a su vez depende de la humedad del suelo. El agua es el factor más importante del que depende la proliferación de las amebas. El pH, por su parte, determinará su distribución y la composición sus testas.

El número de amebas testáceas, encontradas en las localidades de estudio, es muy variable, siendo las siguientes las que aparecen de forma más generalizada: *Corythion dubium*, *Trinema lineare*, *Euglypha dickensii*, *Euglypha rotunda*, *Assulina muscorum*, *Plagiopyxis sp.*, *Schoenbornia humícola* y *Amphitrema Wrightianum* ¿? (figs. 4.12. y 4.13).

TRINEMATIIDAE

***Corythion dubium* (Taránek, 1882):**

Longitud: 23-65 μm ; anchura: 16-40 μm (Cash et al., 1915). La testa es ovoide, silíceo, comprimida lateralmente y está compuesta por aproximadamente cuatrocientos idiosomas ovales u oblongos que se superponen azarosamente (Fig. 4.12.A y 4.12.B). La apertura o pseudostoma es subterminal, oval e invaginada. Unas treinta placas aperturales, pequeñas y ovales, se disponen alrededor de ella formando un borde dentado. Esta especie es común en suelos y hojarasca por todo el mundo (Ogden et al., 1980; Clarke, 2003).

***Trinema lineare* (Penard, 1890):**

Longitud: 18-35 μm ; anchura: 7-17 μm (Cash et al., 1915). La testa es ovoide y silíceo, y está compuesta por aproximadamente cincuenta idiosomas grandes y circulares que se superponen

parcialmente sobre otras placas más pequeñas, que se sitúan en los huecos que quedan entre los idiosomas, y otras veces se solapan entre ellos mismos (Fig. 4.12.C, 4.12.D y 4.12.E). La apertura o pseudostoma es subterminal, invaginada y circular, y hacia ella se produce un estrechamiento progresivo de la testa. Una o dos filas de pequeñas y dentadas placas aperturales se disponen periféricamente alrededor del borde del pseudostoma. Esta especie es extremadamente común y no suelen aparecer especímenes aislados (Ogden et al., 1980; Clarke, 2003).

EUGLYPHIDAE

***Euglypha dickensii* (Ogden, 1981):**

Longitud: 35.3-53.5 μm ; anchura: 20.7-34.4 μm . La testa es ovoide, lateralmente comprimida y silíceo, y está compuesta por aproximadamente doscientos ochenta idiosomas elongados (Fig. 4.12.F). La apertura es terminal, oval o circular, y está rodeada por entre once y quince placas aperturales dentadas y uniformemente distanciadas. Por la región central de la testa hay algunos idiosomas puntiagudos distribuidos al azar y de mayor tamaño que el resto (Ogden, 1981).

***Euglypha rotunda* (Wailes, 1911):**

Longitud: 22-52 μm ; anchura: 11-36 μm (Cash et al., 1915). La testa es ovoide y varía en sección transversal desde circular a oval, ya que sufre un estrechamiento desde la zona central hacia el extremo posterior. Está compuesta aproximadamente por ciento veinte idiosomas silíceos dispuestos en filas imbricadas (Fig. 4.13.A y 4.13.B). La apertura es circular y está rodeada por entre ocho y catorce placas aperturales uniformemente distanciadas. Cada una de estas placas soporta un diente central y dos o tres más pequeños

a cada lado. Es una especie ampliamente representada por todo el mundo (Ogden et al., 1980; Clarke, 2003).

***Assulina muscorum* (Greef, 1888):**

Longitud: 28-58 μm ; anchura: 19-50 μm (Cash et al., 1915). La testa es ovoide, comprimida lateralmente y compuesta de aproximadamente trescientos idiosomas, silíceos y ovals, dispuestos generalmente en filas imbricadas, pero que a veces pueden aparecer de forma desordenada, principalmente en el extremo posterior (Fig. 4.13.C). La apertura es terminal, oval y está rodeada por placas que terminan en un borde frecuentemente pronunciado de cemento orgánico. Esta especie es común en suelos y hojarasca por todo el mundo (Ogden et al., 1980; Ogden, 1981; Clarke, 2003).

PLAGIOPYXIDAE

***Plagiopyxis* sp.**

Diámetro: 45 μm . Testa hemiesférica, de superficie rugosa y compuesta por partículas minerales aglutinadas (Fig. 4.13.D). La apertura es terminal, oval, ligeramente invaginada, se extiende por aproximadamente un tercio del diámetro total de la testa y tiene un borde irregular debido a la presencia de granos minerales. Esta especie es común en suelos y hojarasca por todo el mundo.

HYALOSPHEIIDAE

***Schoenbornia humicola* (Schönborn, 1964):**

Longitud: 26-44 μm ; anchura: 16-26 μm . La testa es ovoide, de sección transversal circular, con pseudostoma terminal, compuesta por idiosomas de diferentes especies de amebas (placas redondeadas de *Trinema* sp., y placas ovals de *Euglypha* sp.) y elementos angulares de cuarzo y de sílice amorfa (Fig. 4.13.E). Los

idiosomas foráneos no son obtenidos por depredación de otras amebas, sino que son recogidos del medio e incorporados a la testa. Estas placas se disponen de forma desordenada en la testa de *Schoenbornia humícola*, sin embargo, aparecen ordenadas en sus amebas productoras. Esta especie tiene diferentes fases de alimentación: durante los periodos óptimos recolecta partículas de humus y las almacena alrededor del pseudostoma de donde irá tomándolas poco a poco en periodos menos favorables. Es cosmopolita y habita en las capas de humus del suelo. Bioindicadora de pH, solo presente en suelos ácidos. (Schönborn et al., 1987; Mitchell, 2003).

AMPHISTOMINA

Amphitrema Wrightianum (Archer, 1869) ¿?:

Longitud: 125 μm ; anchura: 107 μm . La testa es elíptica comprimida y está compuesta por una mezcla de partículas silíceas y de restos orgánicos de las diferentes especies que frecuentan los espeleotemas (colémbolos, ácaros, algas, esporas, etc., aunque en estos especímenes no aparecen frústulos de diatomeas) dispuestos de forma desordenada (Fig. 4.13.F). Presenta dos aperturas en los extremos terminales de la testa (en los ejemplares encontrados no se observan los pseudostomas, por lo que no podemos asegurar que pertenezcan a esta especie). Cuenta con algas del género *Chlorella*, que viven como organismos simbióticos en su interior. Esta ameba es común en musgos y turberas. Es la especie tipo del género *Amphitrema*.

4.1.2.2. OPISTHOKONTA Cavalier-Smith, 1987, emend. Cavalier-Smith y Chao, 1995, emend. Adl et al., 2005

FUNGI

Hifas y esporas

Los hongos, junto con las bacterias, son los principales descomponedores de la materia orgánica. La mayor parte de ellos son organismos filamentosos pluricelulares, aunque algunos como las levaduras, son unicelulares. Un filamento fúngico se llama **hifa** y todas las hifas de un solo organismo se llaman colectivamente micelio. Las paredes de las hifas están compuestas fundamentalmente por quitina, un polisacárido que nunca se encuentra en las plantas y sin embargo es componente fundamental del exoesqueleto de muchos artrópodos. El crecimiento del micelio se produce únicamente en las puntas de las hifas (Curtis y Barnes, 1993).

Las hifas de casi todos los hongos filamentosos contienen tabiques que las dividen en unidades separadas similares a una célula mononucleada. Estas hifas se denominan tabicadas. En algunas clases de hongos las hifas no contienen tabiques y aparecen como células continuas y largas con muchos núcleos. Estas hifas se denominan cenocíticas.

De forma general los hongos se reproducen mediante **esporas**. Pueden hacerlo de una forma asexual por fragmentación de sus hifas mediante mitosis, dando lugar a esporas asexuales que al germinar se convertirán en organismos genéticamente idénticos al parental. Pero por otra parte, también pueden producir esporas sexuales (Tortora et al., 2007) que, aunque menos frecuentes, serán capaces de resistir condiciones ambientales adversas y germinar cuando las condiciones del medio cambien. Estas esporas sexuales se forman por meiosis de una célula, por lo que se denominan meiosporas. Cuando dos meiosporas se unen darán lugar a un nuevo individuo que tendrá características genéticas de ambas

cepas parentales. Dentro de las esporas sexuales hay tres tipos de esporas: zigosporas, ascosporas y basidiosporas. Las ascosporas y basidiosporas son expulsadas al aire mediante la esporulación del asca o basidio respectivamente (Fig. 4.14 y Fig. 4.15). La esporulación requiere condiciones nutricionales y ambientales favorables. La espora puede soportar un periodo de latencia antes de la germinación. Durante la germinación, se produce un incremento de la actividad metabólica en la espora y un tubo germinativo emerge de ella (Moore -Landecker, 2011).

Líquenes

Los líquenes, por definición, corresponden a una asociación simbiótica entre un hongo y uno o más organismos autótrofos fotosintéticos, que pueden ser un alga verde o una cianobacteria. De esta unión resulta un talo morfológicamente diferente a cada uno de sus componentes o sea una entidad morfológica totalmente nueva. Hoy se conoce que en esta simbiosis se pueden involucrar más de tres organismos. La formación del cuerpo del liquen, es decir, el talo, es diferente de los organismos que le dan origen, morfológica, fisiológica y bioquímicamente. Actualmente se considera que los líquenes forman parte del reino de los hongos. La diferencia fundamental radica en su forma de nutrición, porque reciben el alimento orgánico de las algas simbióticas (Chaparro de Valencia y Aguirre, 2002). El hongo produce el talo o cuerpo y en él los fotobiontes son hospedados. El talo está constituido por el córtex (Fig. 4.16) y la médula (Fig. 4.17), ambos hechos de tejido fúngico, y una capa fotobionte en la que las algas o cianobacterias (Fig. 4.18) están envueltas por hifas de hongos (Fig. 4.19). El córtex protege a las células fotobiontes de la desecación y de la luz excesiva mientras que el tejido suelto de la médula facilita el intercambio de gases. Las células de la capa fotobionte están organizadas de manera que obtienen la luz solar óptima para la fotosíntesis (Ahmadjian, 1993).

La asociación liquénica conduce a la formación de organismos capaces de prosperar en medios muy diversos de la naturaleza, aun en aquellos ambientes en los que no podrían vivir por separado cada uno de sus constituyentes. Al hacerlo como líquenes su distribución geográfica es más amplia y se da en mayor diversidad de ambientes, siendo una gran ventaja en relación a los vegetales. Lo anterior muestra que la asociación liquénica es un verdadero éxito evolutivo (Chaparro de Valencia y Aguirre, 2002), son organismos muy primitivos que han vivido durante millones de años (M.a.) sin grandes variaciones. Los fósiles más antiguos de verdaderos líquenes son del Devónico Inferior (400 M.a.) y fueron encontrados cerca de la ciudad de Aberdeen, en Escocia (Taylor et al., 1995).

METAZOA

Ácaros

Los ácaros (Acari o Acarina) son el grupo más abundante y diverso de todos los arácnidos y en su mayoría son organismos de muy pequeño tamaño que están casi en el límite de la visión humana (normalmente miden menos de un milímetro de longitud). Se encuentran entre los animales terrestres más antiguos, con fósiles conocidos desde principios del Devónico, de hace unos 400 millones de años (Norton et al. 1988). Constituyen un grupo muy diverso que está ampliamente distribuido por todo el mundo. Su gran variabilidad de formas de vida se traduce en una diversidad específica muy alta.

La superficie de la cutícula puede estar ornamentada de diversas maneras y dar lugar a diferentes tipos de superficies que pueden ser útiles en la identificación. Sin embargo, no hay una estandarización para denominarlas (Iturrondobeitia, 2004). Según Evans (1992), podría aplicarse el sistema usado por Murley (1951) para describir superficies de semillas, y así evitar las confusiones que existen en la actualidad (Fig. 4.20, Fig. 4.21, Fig. 4.22 y Fig. 4.23).

Algunas células de la epidermis están especializadas en funciones específicas. Entre ellas, las más destacadas son las que forman las glándulas dérmicas y su conducto que se abre a la superficie de la cutícula a través de un poro (Fig. 4.24). En algunos tipos de ácaros, cada glándula consiste en un par de grandes células glandulares y en unas cuantas células más pequeñas que forman el conducto glandular. La función de estas glándulas puede ser la de secretar la capa de cemento de la cutícula unas horas después de la muda; participar en la formación de la capa de cera; o lubricar la superficie del ácaro. Más recientemente (Leal et al., 1989) se ha considerado a estas glándulas como el lugar de secreción de feromonas sexuales, de alarma y de agregación.

Las patas presentan los siguientes segmentos: coxa, trocánter, fémur, genu, tibia, tarso y pretarso. Al pretarso puede articularse al ambulacrum o apotele, donde normalmente se encuentran un par de uñas y/o un empodium central (Fig. 4.25). El empodium normalmente persiste en ausencia de uñas verdaderas. Aunque puede faltar en los acariformes quedando solo el par de uñas. En otros grupos se pierde una uña y el empodium asume su posición, estructura y función (Krantz, 1986).

Los ácaros pueden ser definidos por las siguientes características (Walter y Proctor, 1999):

- Prelarva normalmente hexápoda.
- Larva también hexápoda.
- La ninfa es octópoda y puede desarrollarse a lo largo de uno, dos o tres estados ninfales.
- Gnatosoma, parte anterior donde se insertan los quelíceros y los palpos, delimitada por una sutura.
- La segmentación externa del opisthosoma de los ácaros es poco apreciable e incluso ausente.

En el paso de una fase (instar) a la siguiente, existe una muda o ecdisis; el tegumento se abre por una línea de dehiscencia circular, que

contornea el cuerpo por detrás y por los lados, e incluso por delante (Fig. 4.26) (Pérez-Íñigo, 1993).

Algunos tipos de ácaros son capaces de excavar nichos en el suelo para realizar la puesta o para llevar a cabo sus mudas. El desarrollo de determinados instar, en el ciclo de vida de algunas especies, tiene lugar en el interior del suelo. La hembra adulta pone sus huevos en oquedades y allí se desarrolla la prelarva, y posteriormente también se desarrollarán la ninfa (ninfocrisálida) y el imago o adulto (imagocrisálida) (Fig. 4.27) (Evans et al., 1961 y Evans, 1992).

En algunas muestras estudiadas en este trabajo, que presentan una textura superficial arenosa, aparecen grupos de cavidades de este tipo construidas por los ácaros, que tienen una especie de tapadera y un reborde circundante protector elaborado mediante la mezcla de hilos de seda y granos de arena (Fig. 4.28.a). Los ácaros de la familia Rhagidiidae pueden segregar hilos de seda, algo no muy frecuente en la mayoría de ellos, y hacer nidos en el suelo para sus mudas; por contra, no presentan una única uña en ninguna de sus patas como sí lo hacen los organismos que aparecen en este estudio (Fig. 4.28.b). Sin embargo, dentro del género *Eutrombidium*, representado anteriormente en el diagrama de Evans de la figura 4.27, hay algunas especies que pueden presentar una sola uña, además de construir cavidades en el suelo para sus puestas y mudas.

Si se tiene en cuenta la disposición en grupos de estas celdas, se puede deducir que se trata de una nidada (Fig. 4.29). En el interior del suelo, y a partir de los huevos, se han ido desarrollando las prelarvas que tras su desarrollo salen al exterior en forma de larva.

El lugar donde se produce la puesta de huevos se denomina “nido” y en él, la hembra muestra un tipo de comportamiento agresivo que puede ser interpretado como defensa o protección de los huevos. Por tanto, esta permanece en el nido o muy cerca de la nidada.

Los hábitos alimentarios de los ácaros pueden ser variados, entre ellos existe la predación. Cuando esta tiene lugar, los restos de las presas pueden quedar adheridos, por algún tiempo, al cuerpo del ácaro (Fig. 4.30). Por otra parte, la madre también puede hacer tareas de limpieza y sacar los restos de comida fuera del nido (Fig. 4.31) (Summers y Witt, 1972).

Los huevos son bastante grandes en relación con las dimensiones del animal, se suelen apreciar bien por transparencia dentro del cuerpo de la hembra. Su corion es por lo general liso, fino y transparente, pero en algunos casos puede presentar una escultura rugosa y de aspecto más o menos opaco (Pérez-Íñigo, 1993) (Fig. 4.32, Fig. 4.33, Fig. 4.34.a, Fig. 4.34.b). Los elementos que componen esta escultura varían en tamaño y densidad dependiendo de las especies. Aunque puede haber algunas diferencias en la forma de los huevos, estos suelen ser ovoides, globulares o elípticos, y están fijados al sustrato por una sustancia pegajosa. La función de la concha ornamentada no se conoce aún completamente aunque podría tener funciones respiratorias o servir para reducir la pérdida de agua (Kucerova y Stejskal, 2009).

Colémbolos

Los colémbolos son hexápodos, no insectos, carentes de alas. Dentro de la superclase hexápoda, son los más antiguos. Se han encontrado fósiles que datan del Devónico (Molero-Baltanás, R. et al., 2004). Están presentes en todo el mundo. Hay un gran número de géneros cosmopolitas con representantes en diversas regiones geográficas y distribuidos en todo tipo de ambientes. Son habitantes habituales del suelo, siendo también frecuentes en ambientes cavernícolas, en cuyo caso, pueden presentar adaptaciones particulares a este tipo de vida (troglomorfos) como son la reducción del pigmento, ausencia de ojos, alargamiento de las uñas, etc. El aspecto más importante en la distribución de los colémbolos es la humedad, que debe ser próxima a la saturación (Jordana et al., 1997).

El cuerpo de los colémbolos se encuentra dividido en tres tagmas: cefálico, torácico y abdominal. Las antenas presentan generalmente cuatro artejos. Poseen tres pares de apéndices torácicos aptos para la locomoción; estos apéndices presentan dos precóxas, una coxa, un trocánter, un fémur y un tibiotarso, al extremo del cual está la uña, que es simple. En el abdomen hay generalmente seis segmentos, pero el número de estos puede reducirse en muchos géneros (Jordana et al., 1997). En todos los colémbolos o saltarines, el primer segmento abdominal trae un órgano característico llamado tubo ventral. El tercero y cuarto segmentos abdominales están relacionados con la acción saltadora que da al grupo su nombre vulgar. El órgano saltador se conoce con el nombre de furca, compuesta por el manubrio, pieza basal impar, que se bifurca en dos dientes, al final de cada uno de los cuales se halla un mucrón. Cuando el animal no emplea la furca, la trae replegada hacia delante bajo el abdomen, sujeta por un apéndice situado en el segmento tercero, que se conoce con el nombre de retináculo. Cuando el animal es perturbado, el retináculo suelta la furca impulsándose contra el suelo hacia arriba. El salto no es, naturalmente, el procedimiento usual de locomoción, sino que andan o corren, con las antenas en continuo movimiento, buscando vías de paso y alimento (Chinery, 1974).

La ultraestructura superficial del integumento de los colémbolos (Fig. 4.35) es una de sus características más llamativas (Hopkin, 1997). El patrón básico consiste en una matriz hexagonal compacta formada por espacios planos delimitados por lados levantados, a modo de crestas, y pliegues triangulares en los vértices (Ghiradella, 2010).

Otra característica que destaca en la morfología externa de los colémbolos es la presencia de diferentes tipos de escamas y de sedas o setae (Fig. 4.36 y 4.37), que son extensiones sensoriales de la cutícula, que cubren al organismo y se fijan al cuerpo mediante alveolos.

En este estudio, los individuos más representados pertenecen al orden *Entomobryomorpha* que se caracteriza por la reducción del primer segmento torácico, y por presentar un abdomen alargado dividido en seis segmentos, algunos de los cuales pueden aparecer fusionados en determinadas especies. El cuerpo de *Entomobryomorpha* está cubierto por quetas y, algunas veces, escamas de diferentes formas. También aparecen sénsilos distribuidos por el cuerpo y por las antenas (Jordana, 2012). Son las uñas, sin embargo, la característica morfológica que mejor ha quedado preservada en las exuvias de los especímenes que habitaban estos espeleotemas. Es por ello que han sido utilizadas como instrumento fundamental a la hora de clasificar este grupo de invertebrados.

Siguiendo los criterios antes descritos, se ha identificado la especie más abundante como *Entomobrya nivalis* (Linnaeus, 1758) Rondani, 1861. Por otra parte, también aparecen de forma muy puntual, otras dos especies del orden *Entomobryomorpha* pero que, por la morfología de sus uñas y sus sedas, podemos claramente diferenciar de *E. nivalis* (Fig. 4.35. y Fig. 4.38).

***Entomobrya nivalis* (Linnaeus, 1758) Rondani, 1861:**

Longitud del cuerpo de hasta 2.7 mm excluyendo las antenas (Fig. 4.39). Sénsilos ciliados y sénsilos lisos presentes al mismo tiempo en la superficie de las antenas (Fig. 4.40). Uña con cuatro dientes en el borde interno: un primer par, centrado entre la base y el extremo de la uña, y otros dos dientes impares, uno muy cerca del extremo y otro mediado entre este último y el primer par; diente dorsal más o menos basal y dos dientes dorsales laterales algo más hacia el ápice. Empodio también puntiagudo, con borde externo serrado. En el lado opuesto al empodio, macroqueta clavate (Fig. 4.41). *E. nivalis* es muy común en el norte de la Península Ibérica y en áreas forestadas de Europa, Siberia y el norte de los Estados

Unidos. No está descrita, sin embargo, como una especie mediterránea (Jordana, 2012).

Lepidópteros

Escamas de Alas de Lepidóptero: el nombre lepidópteros significa “alas escamosas” (del griego lepis = escama) y se refiere a las minúsculas escamas imbricadas que revisten las alas. Estas escamas las segregan células hipodérmicas y cada una encaja en un alveolo diminuto de la membrana alar. De hecho, las escamas son pelos modificados. Típicamente son anchas y planas, pero muchas son largas y estrechas y muestran claramente su relación con los pelos. Las escamas casi siempre contienen pigmentos responsables de los colores de las alas. Generalmente, la superficie de la escama está esculpida delicadamente con aristas longitudinales, separadas a veces menos de una micra. Al estar las aristas a unas distancias tan pequeñas unas de otras, estas interfieren en la reflexión de la luz y se producen llamativos colores tornasolados e iridiscentes (Chinery, 1974).

Una escama de ala de mariposa generalmente consiste en dos láminas conectadas por pilares (trabeculae). La lámina inferior no suele tener rasgos distintivos, pero la superior se caracteriza por una serie de pliegues longitudinales (ridges) conectados, a intervalos, por puntales ortogonales (crossribs). Ridges y crossribs enmarcan una serie de ventanas, que permiten ver el lumen y los pilares de las escamas (Fig. 4.1 y Fig. 4.42), y en algunos casos, granos que cuelgan de la estructura y que contienen pigmentos que absorben y controlan la reflexión de las longitudes de onda que van desde el ultravioleta al azul y el naranja (Giraldo y Stavenga, 2008; Ghiradella, 2010).

Como se ha dicho previamente, la variedad de colores de las escamas es debida principalmente a dos tipos de mecanismos de producción de color: pigmentarios y estructurales. Aunque incluso en el

caso de los colores producidos por variaciones estructurales, normalmente aparece algún pigmento involucrado. La finalidad principal de estos colorantes es acentuar los efectos de color debidos a las variaciones estructurales (Srinivasarao, 1999).

Dentro de una misma especie de mariposas, suele haber más de un tipo de escamas en sus alas: las de cubierta que son más grandes y arquitecturalmente más elaboradas, y las basales que normalmente son más pequeñas y lisas.

Huevos de Lepidóptero: los huevos de lepidópteros son generalmente redondeados y relativamente pequeños (alrededor de 1mm). Muchos de ellos son acanalados y disponen su eje mayor en la vertical. Todos los huevos de mariposa tienen una cubierta resistente llamada corion que está ornamentada externamente y que, de forma general, presenta cuatro aperturas de entrada para el esperma llamadas micrópilos (Fig. 4.43). Los huevos son generalmente puestos de forma aislada o en grupos. La hembra de lepidóptero pone una media de 100 a 200 huevos. Los lepidópteros no cuidan directamente de los huevos o de las larvas, sin embargo, muchos ponen sus huevos en sitios secretos o pueden articular otras soluciones de protección (Capinera, 2008).

Gekónidos: Huevos de Salamanesca (*Tarentola mauritanica*)

Las salamansas son pequeños reptiles de la familia *Gekkonidae* que fueron introducidos en España desde África, por la mano del hombre. Es una especie robusta y relativamente grande, con tonos pardos y con hileras de tubérculos en el dorso, y blanquecinos en las partes inferiores. La coloración cambia de muy oscura durante el día a muy clara durante la noche.

Su estrategia reproductiva consiste en depositar de una a tres puestas, durante la primavera y parte del verano, con uno o dos huevos en

cada una de ellas (Fig. 3.39). Deposita la puesta bajo piedras, enterrada en el suelo, dentro de tapias, bajo cortezas, bajo tejas y troncos de árboles.

4.1.2.3. ARCHAEOPLASTIDA Adl et al., 2005

ALGAS

Sobre las muestras aparecen otros tipos de algas distinguibles por sus tonalidades, al estereomicroscopio y, por sus morfologías, al microscopio electrónico de barrido. Son formas a veces clasificables cuando se trata de géneros muy característicos como oedogonium, pero que en general se necesitaría de la secuenciación de su material genético para su identificación. Por su aspecto externo al microscopio electrónico de barrido, incluso es difícil diferenciarlas de las cianobacterias.

PLANTAE

Polen

Los granos de polen son las microsporas formadas en los microsporangios o sacos polínicos situados en las anteras de los estambres que serán liberados y transportados hasta los primordios seminales, en Gimnospermas, o hasta la parte receptiva de los carpelos (estigma) en las Angiospermas, para que pueda producirse la fecundación.

El polen se forma, por tanto, en los sacos polínicos, por división meiótica de las células madres de granos polínicos. De esta manera, salvo en algunos grupos, el polen se produce en tétradas. Una vez formados, los granos de polen normalmente se liberan por separado (mónadas), sin embargo, según qué grupos taxonómicos, estos granos de polen pueden ser liberados en grupos dos (díadas), de cuatro (tétradas) o de un número variable de granos de polen (políadas) (Fig. 4.44). A veces incluso toda la

masa de granos de polen formados en una antera se propaga junta, constituyendo las llamadas polinias (Trigo, 2008).

Cuando se forma la tétrada, y los granos de polen aún no están separados, podemos distinguir en cada uno de ellos dos polos: el polo proximal, que se sitúa en el centro de la tétrada y el polo distal que es el más alejado de ese punto. Uniendo ambos polos obtendríamos el eje polar, y su perpendicular es el eje ecuatorial (Fig. 4.45). Cuando ambos polos son iguales se dice que el grano de polen es isopolar y cuando son diferentes, heteropolar. En el caso de que no se puedan reconocer las zonas polares, diremos que el grano de polen es apolar.

Los granos de polen pueden ser de diferentes tamaños (Erdtman, 1945): muy pequeños de menos de 10 μm ; pequeños, de 10 a 25 μm ; medianos, de 25 a 50 μm ; grandes, de 50 a 100 μm ; muy grandes, de 100 a 200 μm y gigantes, cuando miden más de 200 μm .

Se llama esporodermis a la cubierta del grano de polen (Fig. 4.46). Esta cubierta está formada por dos capas de composición y estructura diferentes la exina y la intina. La exina, que es la más externa, está a su vez formada por varias capas, de las cuales el tectum, es la más superficial. Este puede presentar una serie de elementos suprategmiales que conforman la ornamentación o escultura del grano de polen (Fig. 4.47). La forma y disposición de las aberturas en el grano de polen son otra característica que permite identificarlos. La abertura es una zona adelgazada o interrumpida de la exina por donde se produce la salida del tubo polínico.

La variedad de tipos polínicos encontrados, en la superficie de las muestras, es bastante pobre si la comparamos con la variedad de especies vegetales que habitan los lugares donde fueron tomadas. En orden de abundancia, los tipos polínicos encontrados fueron: *Quercus coccifera*, *Olea europaea*, *Pinus pinea*, *Populus alba*, *Cistus salvifolius*, *Rubus ulmifolius* y

Senecio vulgaris; y han sido descritos siguiendo el Atlas Polínico de Andalucía Occidental de Valdés et al., 1987.

Tipo polínico *Quercus coccifera*:

Lo presentan *Quercus coccifera* L. y *Quercus rotundifolia* L., ambas especies representadas en las muestras estudiadas.

Polen 3-zonocolporado, isopolar, con simetría radial; en visión ecuatorial, ligeramente elíptico; en visión polar, triangular-angulaperturado. Tamaño de pequeño a mediano, algo más pequeño en *Q. coccifera* que en *Q. rotundifolia*. Ectoaperturas tipo colpo. Superficie granulado-verrugosa, con la superficie de dichos elementos rugulada (Fig. 4.48 y Fig. 4.49).

Tipo polínico *Olea europaea*:

Lo presenta *Olea europaea* L. En las muestras estudiadas, aparecen algunos pólenes claramente pertenecientes a este tipo polínico y otros, muy corroídos, que por sus características pertenecen a la familia Oleaceae, pero en los que el mal estado de conservación de la exina no permite su identificación específica.

Polen 3-zonocolporado, isopolar, con simetría radial; en visión ecuatorial, elíptico; en visión polar, circular. Tamaño de pequeño a mediano. Aperturas simples tipo colpo. Superficie reticulada, con lúmenes irregulares de 1.5-2 μm , tan anchos o más anchos que los muros; muros verrugosos (Fig. 4.50).

Tipo polínico *Pinus pinea*.

Solo representado, en las muestras estudiadas, por *Pinus pinea* L.

Polen analeptomado, heteropolar, con simetría bilateral. En visión ecuatorial, corpus plano-convexo y sacos aeríferos casi circulares; en visión polar, corpus casi circular y sacos elípticos. Tamaño grande. Apertura de tipo leptoma. Superficie del corpus rugulate-verrucate. La superficie del téctum en los sacos es escabrada (Fig. 4.51).

Tipo polínico *Populus alba*

Lo presentan *Populus alba* L. y *Populus nigra* L.

Polen inaperturado, apolar, con simetría radial; circular. Tamaño de pequeño a mediano. Superficie rugulate, con lúmenes pequeños de menos de 1 μm y muros casi dos veces más anchos que los lúmenes (Fig. 4.52).

Tipo *Cistus salvifolius*

Lo presenta *Cistus salvifolius* L.

Polen 3-zonocolporado, isopolar, con simetría radial; en visión ecuatorial, circular; en visión polar, circular. Tamaño mediano. Ectoaperturas tipo colpo. Superficie reticulada con lúmenes de 1-1.5 μm , de contorno irregular, limitados por muros sobre los que se sitúan elementos suprategmales espinulosos (Fig. 4.53).

Tipo *Rubus ulmifolius*

Solo representado, en las muestras estudiadas, por *Rubus ulmifolius* Schott.

Polen 3-zonocolporado, isopolar, con simetría radial; en visión ecuatorial, elíptico; en visión polar, semiangular. Tamaño

pequeño. Ectoaperturas tipo colpo. Superficie vermiculada con microperforaciones regularmente dispuestas (Fig. 4.54).

Tipo *Senecio vulgaris*

Lo presentan una gran variedad de especies de diferentes géneros, aunque en las muestras estudiadas, solo aparece el género *Senecio*.

Polen 3-zonocolporado, isopolar, con simetría radial; en visión ecuatorial, circular; en visión polar, circular-subtriangular. Tamaño pequeño a grande. Ectoaperturas tipo colpo. Superficie perforada y finamente reticulada, con lúmenes de menos de 1 μm , pero tan anchos o algo más anchos que los muros; con elevaciones a modo de espinas de alrededor de 2 μm de altura y 4,3 μm de anchura (Fig. 4.55).

Fitolitos

Los fitolitos son depósitos silíceos en plantas que mantienen la forma celular después de que los tejidos orgánicos se hayan deteriorado (Pearsall y Piperno, 1993). Son el resultado de procesos físicos y biológicos por los que ciertas plantas superiores depositan en posición intra y extracelular, la sílice que previamente ha sido absorbida, en forma disuelta, del agua subterránea. Después de la muerte y descomposición de la planta, estas piezas de sílice (fig 4.56) quedan en el suelo o sedimento como partículas microscópicas de diferentes formas y tamaños. Debido a que los fitolitos son inorgánicos, y por lo tanto resistentes a las fuerzas de descomposición que destruyen la materia orgánica, sobreviven en buen estado de conservación por largos periodos de tiempo. Podría decirse que son los fósiles de plantas terrestres más duraderos que la ciencia conoce (Piperno, 2006).

4.1.2.2. CHROMALVEOLATA Adl et al., 2005

DIATOMEAS

Las diatomeas (Familia Bacillariophyceae) son algas microscópicas, unicelulares y eucariotas, compuestas en un 60% de sílice (SiO₂), ya que la célula se encuentra protegida por un caparazón silicio llamado frústulo que le confiere gran dureza y resistencia. La naturaleza silíceo hace que estos fosilicen con facilidad. Los fósiles más antiguos de diatomeas son del Cretácico Inferior, aunque se cree que las diatomeas son mucho más antiguas, sus fósiles se habrían destruido por recristalización con el aumento de la presión (Speer, 1996). Usando su ARN Kooistra y Medlin (1996) llegaron a la conclusión de que las diatomeas, como grupo taxonómico, tienen una edad aproximada de 166 m.a. (Jurásico medio).

Para la formación de sus frústulos, estos organismos están cubiertos por unas sustancias orgánicas, polipéptidos, que tienen afinidad por la sílice y que por ello son llamados silafinas (Kröger et al., 1999). Estas sustancias orgánicas inducen a la precipitación biogénica de esferas nanométricas de sílice que formarán inicialmente la paredes celulares de las nuevas diatomeas en formación (Chiappino et al., 1977).

El frústulo se compone de dos mitades que encajan entre sí, llamadas tecas, la superior (epiteca) es siempre mayor y envuelve parcialmente a la inferior (hipoteca). Cada teca está formada por una valva (respectivamente epi- e hipovalva) y un cingulo (epi- e hipocingulo). En la vista valvar se desarrollan toda una serie de ornamentaciones que permiten la identificación taxonómica y en la vista lateral o pleural, uniendo las dos tecas, se encuentra la cintura que está formada por una cantidad variable de cópulas o anillos que envuelven la célula (Álvarez-Blanco, 2008). Longitudinalmente, en muchas especies la valva está atravesada por un delgado surco llamado rafe que atraviesa la teca hasta el protoplasto. La

locomoción de las células es posible gracias a la hendidura del rafe, ya que bajo ella se halla un orgánulo en forma de cinta que puede contraerse rítmicamente provocando la secreción, en los poros terminales, de una sustancia adhesiva que se desplaza a través de la hendidura. Perpendiculares al rafe, se encuentran varias series de líneas de perforaciones llamadas areolas, la sucesión de estas en cada línea forma una estría (Fig. 4.57).

Se reconocen dos tipos principales de diatomeas: las céntricas, que son radialmente simétricas, y las pennadas, que muestran simetría bilateral al menos en uno de sus tres planos. La frústula es un carácter importante de diagnóstico en los géneros pennados al igual que la disposición de las estructuras en la superficie de la valva (rafe, areolas y estrías) que también juega un papel importante, para la identificación tanto del género como de la especie. Además, las diatomeas pueden vivir de forma solitaria o unirse formando colonias (Kelly, M. y Haworth, E., 2002).

Las diatomeas son organismos fotosintéticos, es decir, productores primarios, con lo que sus poblaciones responden rápidamente al aumento o a la disminución de los nutrientes del medio en el que se desarrollan, es por ello que constituyen una herramienta esencial en la determinación ambiental de la calidad de las aguas. Adicionalmente, constituyen un componente esencial en los ciclos de carbono y de silicio de los ecosistemas. (Blanco, S. et al., 2011).

Sin embargo, las diatomeas frecuentemente aparecen en medios ácidos (Vrieling et al., 1999) en los que la radiación solar es baja y la cantidad de compuestos orgánicos disueltos es relativamente alta. Se sabe que la radiación reducida induce al consumo de carbono orgánico. Entre todas las algas de las que se ha demostrado que pueden ser heterótrofas en la oscuridad, las diatomeas son las más representadas. Esta característica puede ser un rasgo evolutivo fundamental en las diatomeas. Algunas diatomeas, aunque no de aguas dulces sino marinas, son incoloras y por

ello, organismos heterótrofos obligados. Aunque poseen cloroplastos, los pigmentos fotosintéticos no son funcionales, indicando que el carácter heterótrofo es derivado de la evolución. Los compuestos orgánicos de los que pueden alimentarse son heces, materia orgánica en descomposición y exudados orgánicos producidos por algas y plantas acuáticas (Graham y Wilcox, 2000).

Algunas diatomeas, especialmente aquellas cuyo hábitat natural es el suelo o la roca, pueden sobrevivir a la desecación por largos periodos de tiempo. En realidad, la habilidad de resistir a periodos de sequía, o de escapar de alguna forma de sus efectos es un requisito previo para la vida terrestre. Las diatomeas subaéreas o aerofíticas no parecen producir formas de resistencia morfológicamente distintas en respuesta al estrés ambiental, sino que las células vegetativas en sí son las que quedan en estado latente (Round et al., 2000).

En las muestras estudiadas, las diatomeas están presentes, pero su abundancia y variedad no son muy elevadas. Todas las especies encontradas (Anexo IV) son de tipo pennado y de ellas la mayoría presentan rafe (*Pinnularia borealis* y diferentes especies de *Luticola* sp.), aunque también aparece una especie pennada arrafídea (*Diatoma mesodon*).

PINNULARIACEAE

***Pinnularia borealis* (Ehrenberg, 1843):**

Longitud: 30-60 μm ; anchura: 9-13 μm . Células solitarias. Valvas isopolares e isobilaterales, lineares o lineares lanceoladas con ápices muy redondeados. Estrías muy claras y anchas, ligeramente radiadas al centro, con una densidad de 5-6/10 μm ., las que se sitúan en el centro son ligeramente más cortas y forman un área central amplia. Rafe centrado en la valva con fisuras polares y terminaciones centrales ligeramente desviadas hacia un lado (Fig. 4.58 y Fig. 4.59).

DIADESMIDACEAE***Luticola* sp. (Mann ex Round et al., 1990):**

Diatomea de pequeñas dimensiones. Células solitarias. Valvas isopolares, isobilaterales, y elípticas, de ápices redondeados. Estrías uniseriadas formadas por poros redondeados, con una densidad de 22/10 μm . Área central expandida transversalmente con estigma en uno de sus lados. Rafe centrado en la valva con extremos centrales curvados en dirección opuesta al estigma y extremos terminales terminados en ganchos que se curvan en la dirección del estigma. Especie anteriormente incluida en *Navicula* sensu lato (Fig. 4.60 y Fig. 4.61).

FRAGILARIACEAE***Diatoma mesodon* (Ehrenberg)(Kützing, 1844):**

Longitud: 10-40 μm ; anchura: 6-14 μm . Especie arrafídea. Células normalmente formando filamentos en zig-zag, también solitarias. Valvas con contorno de elíptico a elíptico-lanceolado ocasionalmente rómbicas. Costillas transapicales presentes, en número relativamente bajo (3-6 costillas/10 μm) comparado con otras *Diatoma* spp. Zona axial estrecha sin área central (Fig. 4.62).

4.2. RELACIONES TRÓFICAS

Los espeleotemas silíceos están habitados por gran variedad de organismos, algunos de los cuales pueden ser observados a simple vista, macroorganismos, mientras que otros solo pueden verse a través del microscopio, microorganismos. Todos los individuos que integran este

ecosistema forman parte de una red compleja de organismos que interactúan entre sí, la red trófica. En un intento de establecer estas relaciones dentro del ecosistema que se establece en los espeleotemas silíceos se ha diseñado el esquema de la figura 4.63, en el que estas relaciones de alimentación están representadas mediante flechas que van desde la presa al depredador, indicando así el sentido en el que fluye la energía.

Los organismos que forman la red trófica pueden clasificarse, atendiendo a su forma de obtener la energía en: productores, consumidores y descomponedores.

4.2.1. PRODUCTORES

Los seres fotosintéticos, productores de la materia orgánica, tales como cianobacterias, algas (incluidas las diatomeas) y líquenes, son los primeros seres vivos capaces de colonizar los espeleotemas silíceos. Este tipo de organismos utilizan energía solar, dióxido de carbono, agua y elementos inorgánicos para fabricar la materia orgánica, de la cual obtendrán su propia energía. Constituyen, por tanto, la base de la cadena trófica.

Las **cianobacterias** son organismos muy primitivos con una estructura celular procariota propia de las bacterias, pero que presentan nutrición autótrofa y sintetizan la materia orgánica gracias a la fotosíntesis.

Las **diatomeas**, aunque son algas y por tanto productoras, en condiciones de falta de luz como por ejemplo en cuevas, son capaces de alimentarse a partir del carbono orgánico disponible en el medio en el que se desarrollan (Graham y Wilcox, 2000).

El último grupo de productores, los **líquenes**, son una asociación simbiótica entre un alga o una cianobacteria y un hongo. El organismo

fotosintético aporta el alimento, que por sí mismo es capaz de producir, y el hongo ofrece al alga humedad y protección para vivir en el medio terrestre.

4.2.2. CONSUMIDORES

Los consumidores por su parte (amebas testáceas, colémbolos, ácaros y gekónidos), obtendrán la energía gracias al consumo, de forma directa o indirecta, de la materia orgánica que los productores elaboran. Entre los consumidores se diferencian los **consumidores primarios** (herbívoros), que en este caso estarán representados por las amebas testáceas, que se alimentan directamente de cianobacterias y algas; y los **consumidores secundarios**, que estarán constituidos por colémbolos, ácaros y gekónidos, y que obtendrán la materia orgánica bien a través de la alimentación de restos orgánicos (detritívoros) o a través de la predación de otros consumidores (carnívoros) y/o saprófitos (microbívoros).

La fauna detritívora ingiere materia orgánica muerta, normalmente después de haber sido acondicionada por la microflora. La mayoría de los grupos que se alimentan de detritus, ingieren al mismo tiempo los hongos y las bacterias que lo colonizan. Para esta estrategia de alimentación Luxton (1972) acuñó el término de “panfitófagos”, que puede aplicarse a muchas especies de amebas testáceas y de microartrópodos (Schroeter, 2001).

Las **amebas testáceas** terrestres son los principales consumidores primarios de este ecosistema, es decir, se alimentan directamente de organismos productores. Sin embargo, también pueden hacerlo de partículas de humus (Bamforth, 1997), bacterias, hifas de hongos, esporas y levaduras (Meisterfeld, 1987). Además, las amebas testáceas también pueden alimentarse de otros protozoos e incluso de otras amebas testáceas de dimensiones menores. Debido a esta aparente variedad de fuentes de alimentación, este tipo de organismos es considerado como polífago (Schroeter, 2001). Las interacciones entre los protozoos y la

microflora no solo se refieren a la ingestión de la biomasa microbiana, sino que se cree que los protozoos, por su parte, secretan metabolitos que estimulan el metabolismo bacteriano (Darbyshire 1994).

Por otra parte, las amebas testáceas pueden ser consumidas por diferentes tipos de predadores tales como colémbolos, ácaros e incluso por otros tipos de amebas testáceas (Schroeter, 2001).

La mayoría de los **colémbolos** se alimentan de hifas de hongos, bacterias o de materia vegetal en descomposición. Algunas especies, como *Entomobrya multifaszata*, comen polen (Janssens, 2012) y otra minoría son depredadoras, existiendo algunas carnívoras, que podrían alimentarse de nematodos, rotíferos e incluso de otros colémbolos. La especie *Entomobrya nivalis*, que es la más abundante en las muestras estudiadas, consume algas y líquenes (Dajoz, 2001). Por su tipo de alimentación, este tipo de organismos desempeñan un papel muy importante en la descomposición de la materia orgánica, además de controlar las poblaciones de bacterias y hongos (Palacios, 2000). Las heces de colémbolos pueden ser benéficas al retardar la liberación de nutrientes esenciales a los organismos productores, así como servir de sustrato para gran cantidad de microorganismos. Por otra parte, los colémbolos pueden ser presa de muchos insectos, en particular de hormigas y escarabajos, así como de numerosos ácaros depredadores, lo que les confiere gran importancia como elemento fundamental en las cadenas tróficas (Palacios, 2000) (Fig. 4.30).

Los **ácaros** han evolucionado desde la depredación que se le presupone al arácnido primitivo hasta prácticamente adoptar todas las formas de explotación de recursos imaginables. Pueden ser depredadores, alimentándose de pequeños artrópodos, nemátodos e incluso de otros ácaros. Hay especies que se alimentan de materia vegetal muerta, hongos, bacterias y algas. Y otras, sin embargo, lo hacen de excrementos y restos de cadáveres. Por último, también las hay que se alimentan gracias a una

relación de parasitismo con otros invertebrados (Iraola, 2001). Los ácaros contribuyen a fragmentar el detritus, liberando nutrientes e incrementando la superficie susceptible de ser colonizada por microbios (Seastedt, 1984). Pueden ser también, un vector forético importante, trasladando microbios a nuevos lugares favorables para su colonización y desarrollo (Walter y Proctor, 1999).

De todos los consumidores secundarios, los **gekónidos** solo han dejado huella de su actividad (puesta de huevos) en uno de los afloramientos. No son por tanto un grupo característico que siempre aparezca en este tipo de formaciones, si bien su hábitat natural en grietas y cavidades, es un ambiente propicio para la formación de espeleotemas. La dieta es muy variada e incluye numerosos grupos de invertebrados: coleópteros, arácnidos, himenópteros, lepidópteros, larvas de insectos, etc. Ocasionalmente captura ejemplares jóvenes de lagartijas e incluso de salamanguetas (Salvador, 2002). Si exceptuamos a los gekónidos, los ácaros predadores se situarían en el último eslabón de los consumidores.

Existe un cierto paralelismo entre el ecosistema de un suelo y el que presentan los espeleotemas silíceos, sin embargo, cabe destacar que, entre los consumidores, no aparecen formas de nematodos que sí son un tipo de organismos muy representado en la red trófica de suelos.

4.2.3. DESCOMPONEDORES

Los descomponedores constituyen el último eslabón. Su misión es la de descomponer los restos orgánicos de todos los seres que habitan el ecosistema, metabolizando la materia orgánica del suelo en forma de detritus y humus. Por ello, son imprescindibles a la hora de cerrar el ciclo de la materia. Este nivel está formado por **hongos** y **bacterias** que por su forma de alimentación, aprovechando la energía remanente de los restos orgánicos, decimos que son organismos saprófitos.

Las bacterias descomponen la materia orgánica liberando nutrientes tales como carbono, nitrógeno y fósforo. Algunas fijan el nitrógeno atmosférico que es uno de los nutrientes más limitantes para las plantas (Philippot y Germon, 2005), mientras otras movilizan el fósforo para que sea fácilmente absorbido (Deubel y Merbach, 2005). Ellas son también importantes fuentes de alimento para muchos invertebrados como los ácaros. Los descomponedores son de gran importancia para el ecosistema ya que son los encargados de cerrar los ciclos biogeoquímicos.

4.3. CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL SILICIO

El silicio es el segundo elemento químico más abundante de la corteza terrestre después del oxígeno. Puede ser transferido y alterado biológicamente, y es capaz de influir en los sistemas microbianos así como en plantas y animales. La posición del silicio en la tabla periódica de los elementos así como sus características lo relacionan claramente con el carbono. Consecuentemente, ha habido muchas teorías sobre la vida en base al silicio (Krumbein y Werner, 1983).

En relación al silicio, el tipo de rocas sobre las que se forman los espeleotemas objeto de este trabajo se engloban dentro de las rocas ácidas, que son aquellas que presentan un alto contenido en sílice. También es sabido ya desde 1826 (Caldcleugh) que este tipo de espeleotemas están frecuentemente constituidos por concreciones de sílice amorfa. Es por ello que el silicio juega un papel fundamental en los microecosistemas desarrollados sobre este tipo de espeleotemas, siendo capaz de describir un ciclo que va pasando tanto por los sistemas geológicos como por los sistemas vivos.

Los organismos productores que habitan este ecosistema, cianobacterias, algas y líquenes, son los que colonizan la roca desnuda y por tanto han de iniciar el ciclo del silicio. Este proceso se puede llevar a cabo mediante diferentes mecanismos: atacando químicamente la roca,

gracias a los ácidos orgánicos que se desprenden de su actividad biológica; mediante su absorción para la formación de estructuras propias (diatomeas); o utilizando la sílice para su recubrimiento y protección (cianobacterias).

Se ha de tener en cuenta que los afloramientos estudiados presentan superficialmente un flujo lento de agua, lo cual incrementa el tiempo de reacción entre el agua y la roca, y por consiguiente, la intensidad de la meteorización química y biológica. Un paso fundamental para el desarrollo de los espeleotemas con ópalo-A es la disolución de la sílice contenida en los minerales que forman las rocas, especialmente del cuarzo (Vidal Romaní et al., 2010b). El modo de ataque para producir la disolución biológica del cuarzo puede tener lugar mediante la acción de ácidos orgánicos, metabólicamente producidos, tales como el ácido cítrico, salicílico, oxálico, pirúvico y húmico, que en condiciones ambientales y pH neutro son capaces de disolverlo de ocho a diez veces más rápido que el agua pura. Sin embargo, el rango típico de pH del agua superficial en granitos del medio natural está en torno a 5 (Welch y Ullman, 1993) lo que hace que la solubilidad del cuarzo, aún siendo elevada, no lo sea tanto como a valores de pH superiores. Por otra parte, la sílice amorfa, que posteriormente formará parte de los espeleotemas, es más soluble que el cuarzo cristalino (Alexander et al., 1954) siendo esta fácilmente meteorizada bioquímicamente debido a la actividad de bacterias, algas, hongos y líquenes (Ehrlich y Newman, 2009). De esta forma, el silicio puede pasar de la roca al espeleotema y de este volver a disolverse para entrar en los sistemas vivos o precipitar nuevamente sobre estos depósitos.

En Phoenix et al. (2000) se describe un experimento por ellos realizado, en el que después de incubar **cianobacterias** en una solución de sílice, estas llegaron a desarrollar recubrimientos de esta sustancia que terminaron uniéndose y formando una matriz mineralizada continua, tal y como puede observarse en algunas muestras examinadas en el presente estudio (Fig. 3.15.a y Fig. 3.15.d). La sílice también puede depositarse en el

interior de la célula, en el citoplasma, pero esta forma de integrarla produce, sin embargo, la lisis celular por interrupción de los procesos metabólicos (Konhauser et al., 1996). Si la célula está sana, la mineralización de sílice solo tiene lugar en la superficie de esta, pudiendo quedar colonias enteras cementadas por una matriz silíceo de varias micras de grosor (Konhauser et al., 2001). En este estado, es una capa de polisacárido extracelular la que impide el depósito de sílice en el interior de la célula. Esta capa mineralizada no solamente permite continuar funcionando a las cianobacterias, sino que además, podría incluso jugar un papel importante en la supervivencia microbiana por diferentes aspectos (Phoenix et al., 2000): protege al microorganismo de la depredación, tanto por parte de protozoos (Heijnen et al., 1992) como de otros microbios (Habte y Barrion, 1984); sirve como pantalla contra la radiación UV de alta intensidad; o como antidesecante, previniendo la deshidratación y lisis de las células (Scott et al., 1996). Bajo esta cubierta sería de esperar que la mineralización inhibiera los procesos vitales celulares ya que su rigidez podría impedir su flexibilidad y movilidad. Sin embargo, ciertos biominerales, tales como la sílice amorfa, son inicialmente precipitados en forma gelatinosa y así no presentan este tipo de problemas hasta su deshidratación a un estado sólido (Phoenix et al., 2000).

Tras la muerte de estos organismos, el silicio que acumulan pasará a formar parte de los restos orgánicos y en caso de depredación será asimilado por el eslabón inmediatamente superior, en este caso, las amebas testáceas, que en algunas ocasiones será eliminado y en otras utilizado para sus testas.

Por otra parte, se han encontrado **bacterias** (*Bacillus mucilaginosus* var. *siliceous*) en suelos y rocas capaces de producir la descomposición de minerales silicatados (Avakyan et al., 1986). Asimismo, se ha comprobado que estas mismas bacterias producen exopolisacáridos que, en presencia de metabolitos ácidos de bajo peso molecular, producen la degradación de

estos mismos materiales y la extracción de su sílice (Malinovskaya et al., 1990).

Pero no solo se ha estudiado cómo las bacterias son capaces de descomponer los minerales silíceos, sino también cómo estas pueden ser silicificadas superficialmente gracias a la acción de soluciones silíceas. Según los investigadores que llevaron a cabo este estudio (Toporski et al., 2002), la sílice es un excelente agente mineralizador ya que puede silicificar células bacterianas de forma extremadamente rápida, incluso veinticuatro horas después de exponerlas ante una solución rica en silicio. También puede preservar detalles de la estructura celular, en algunos casos hasta un alto grado, debido al pequeño tamaño molecular del ácido silícico. Además, esta sustancia es capaz de estimular el crecimiento bacteriano, no solo en medios ricos en nutrientes sino también en condiciones oligotróficas. Y aunque no está claro cómo los compuestos de sílice pueden constituir tal estímulo (Wainwright et al., 2003), este puede tener gran importancia para el establecimiento de la vida en ambientes aún por colonizar.

En otros estudios (Heinen, 1968), también sobre bacterias, se ha visto como algunas de ellas son capaces de absorber la sílice cuando esta es proporcionada en forma de gel o incluso en forma de cuarzo, aunque en este último caso la absorción tiene lugar con mayor dificultad que en el de la gel. Esta sílice es acumulada, en primer lugar, en las paredes celulares de las células bacterianas, para posteriormente ser transferida lentamente al interior de la célula. La sílice es así orgánicamente fijada en la pared y en el interior celular (Heinen, 1965).

Además, se ha observado cómo estos microbios colonizan rápidamente todos los restos orgánicos compuestos por sílice, de forma que el silicio no solo pasa de las bacterias a los restos orgánicos cuando estas mueren, sino que también puede ir en sentido inverso cuando las bacterias lo toman a partir de los restos orgánicos. Otra forma de flujo del silicio relacionada con las bacterias sería cuando este elemento pasa de

ellas a sus depredadores, que en el caso del ecosistema que se desarrolla en los espeleotemas síliceos, estarán representados por las amebas testáceas.

Los **hongos** por su parte, al igual que las bacterias, también son capaces de fabricar ácidos orgánicos, entre los que destacan el ácido oxálico y el málico (Takao, 1965). Este tipo de sustancias, como se ha dicho anteriormente, producen la solubilidad de la sílice. Además, los hongos también son capaces tomar sílice a través del micelio (Holzapfel, 1951), aunque esta sustancia inorgánica debe ser transformada en compuestos orgánicos antes de ser absorbida por sus células (Ehrlich y Newman, 2009, 2009). Según Wainwright (1997), los compuestos de sílice tienen la capacidad de activar el crecimiento fúngico. Este autor determina mediante la experimentación que tanto en un ambiente rico en nutrientes como en uno oligotrófico, la presencia de sílice, produce el crecimiento de los hongos. Para explicar este aumento de biomasa, propone dos formas diferentes de captar la energía: cogiéndola de los nutrientes absorbidos de la atmósfera por la propia sílice o usando la energía derivada del metabolismo de la misma para fijar el CO₂ quimiosintéticamente.

Cuando los hongos mueren, la sílice que contienen también pasa a formar parte de los restos orgánicos y cuando estos se nutren a partir de restos orgánicos también absorben la sílice que puedan contener. El flujo del silicio también va en este caso desde los hongos a sus depredadores que en este ecosistema están representados una vez más por las amebas testáceas.

También los **líquenes** son capaces de producir la disolución de la sílice. Su ataque físico y químico es muy agresivo debido a la alta capacidad quelante de los ácidos que producen (Barker et al., 1997). En un estudio más detallado (Banfield et al., 1999) se hace una división de los líquenes en cuatro zonas: la zona más superficial o zona 1 que comprende la parte fotosintética del líquen o talo superior, y en la que se generan ácidos

liquénicos pero no se produce meteorización alguna; la zona 2 que comprende el talo inferior formado por hifas de hongos y bacterias, en la que se produce disgregación biofísica y meteorización directa debido a la interacción con los productos del liquen; la zona 3, en la que se produce una meteorización indirecta como consecuencia de la acción del liquen en las zonas más superficiales; y la zona 4 donde no tiene lugar ningún tipo de meteorización biótica.

Además de meteorizar la roca, los líquenes también toman el silicio para incorporarlo en la estructura de sus paredes celulares. Por ello, cuando mueren, este silicio formará parte del conjunto de restos orgánicos del ecosistema.

Dentro de este ecosistema hemos de destacar un tipo de algas que sí han sido típicamente incluidas en el ciclo del silicio, aunque solo en el de los océanos. Son las algas **diatomeas** que son consideradas las principales contribuyentes a la síntesis de sílice biogénica del mundo (Martin-Jézéquel et al., 2000). En este trabajo también juegan un papel fundamental, pero en este caso, dentro del ciclo local del silicio que se establece a escala de los espeleotemas.

El distintivo principal de este tipo de algas es su pared celular que está fuertemente impregnada de sílice ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), aunque también contiene materia orgánica que forma una delgada cubierta que rodea el frústulo y a veces lo recubre también internamente. El silicio que las diatomeas necesitan para sus frústulos es el segundo elemento químico más abundante de la naturaleza, sin embargo, forma parte de minerales relativamente insolubles y no está en su mayoría disponible para los organismos vivos. Las diatomeas son capaces de absorber los monómeros de silicio para construir sus propios esqueletos mediante la fabricación de polímeros como el ópalo (Kuznestov, 1975). La absorción de este silicio puede a veces ser tan eficiente que incluso se llegue a captar cantidades tan pequeñas que sean indetectables por los métodos de análisis

tradicionales (Round et al., 2000). Además, el ácido silícico no es absorbido de forma constante a lo largo del ciclo celular, sino que lo hace mucho más rápidamente durante la formación de las tecas. El silicio también se encuentra en el citoplasma y en algunos orgánulos, especialmente en las mitocondrias (Volcani, 1981) que están relacionadas con el aparato de depósito de sílice. Cada elemento de la pared celular se forma dentro de su propia vesícula, llamada vesícula de depósito de sílice.

El silicio es claramente necesario para las diatomeas ya que la sílice forma la mayor parte de sus paredes celulares, pero también está involucrado, de alguna forma, con varios procesos metabólicos. Por otra parte, hay evidencia de que la sílice está relacionada con su expresión génica (Okita y Volcani, 1980). En las diatomeas, las intrincadas estructuras síliceas de la pared celular se reproducen con fidelidad en cada generación, creando morfotipos únicos que son usados como criterios taxonómicos. El aumento de la absorción de este elemento tiene lugar cuando las células privadas del mismo, lo reponen gracias al máximo gradiente de concentración que se da cuando los depósitos de silicio intracelular están agotados (Martin-Jézéquel et al., 2000). Estos depósitos varían según las especies debido a los diferentes ritmos de absorción de ácido silícico y de incorporación de sílice en los frústulos. De esta forma, algunas especies de diatomeas pueden acumular grandes cantidades de silicio soluble, mientras que en otras, quizás la mayoría, los depósitos son más pequeños, ya que la absorción tiene lugar solo durante la síntesis de la pared celular (Chisholm et al., 1978). La cantidad de silicio absorbido, también depende del tamaño celular, las células más grandes de una especie, naturalmente, tienen más sílice que las más pequeñas debido al mayor tamaño físico de cada componente del frústulo (Martin-Jézéquel et al., 2000).

La energía para el metabolismo del silicio, por parte de las diatomeas, está más ligada a la respiración que a la fotosíntesis y por ello la absorción y depósito del mismo puede tener lugar en la oscuridad (Martin-Jézéquel et al., 2000).

En 1961, Lewin demostró que la capa de materia orgánica alrededor de las diatomeas impide la disolución de la sílice. Además, un estudio posterior demuestra que las tasas de disolución del silicio son extremadamente bajas a menos que las diatomeas fuesen colonizadas por bacterias, o tratadas con proteasa para eliminar la cubierta orgánica (Bidle y Azam, 1999).

El éxito ecológico de las diatomeas debe ser debido, en parte, a su silicificada pared celular (Martin-Jézéquel et al., 2000) que les ofrece protección en general, e incluso, tal como se ha sugerido, capacidad de filtración de la radiación ultravioleta del Sol (Davidson, 1998).

Cuando las diatomeas mueren en el ecosistema que se desarrolla sobre los espeleotemas, sus frústulos pasan a formar parte de los restos orgánicos, y las diatomeas se retroalimentan de ellos para absorber la sílice que necesitan. Estos frústulos también pueden ser aprovechados una vez más por determinadas especies de amebas testáceas, en este caso, para la construcción de sus testas.

Las **amebas testáceas** son por su parte, uno de los organismos más relevantes para el ciclo del silicio en estos ambientes y representan el último eslabón trófico capaz de absorber y utilizar la sílice para formar sus propias estructuras. Tanto en el caso de que sus testas estén compuestas por idiosomas como por exosomas (restos minerales, de diatomeas o de otros organismos) la naturaleza de las mismas suele ser silíceas, por lo que constituyen un elemento fundamental de este ciclo, tanto a la hora de tomar la sílice del medio como a la hora de devolverla. Son los principales depredadores que forman parte del ciclo del silicio y a ellas van a parar todo el silicio de sus presas, incluidas pequeñas especies de amebas testáceas. En sentido inverso, también podemos considerar que las pequeñas placas de sus testas (Wilkinson, 2008) pueden fácilmente

disolverse poniendo la sílice a disposición del resto de los organismos que intervienen en el ciclo e incluso de ellas mismas.

Las plantas, aunque no viven directamente en el ecosistema que se forma en el espeleotema, también pueden absorber la sílice, a través de sus raíces, para formar estructuras propias de sostén. Los **fitolitos** son estas partículas minerales que precipitan en y entre las células de los tejidos vegetales vivos y que permanecen en los suelos después de la muerte y descomposición de las plantas. Su formación forma parte del ciclo del silicio ya que las raíces de las plantas absorben el agua del suelo que contiene sílice en forma disuelta y que es producto de la alteración de silicatos primarios o de la disolución del cuarzo de la roca madre. La solución es conducida a través de la savia bruta (xilema) hasta las hojas en donde es en su mayoría transpirada (Sangster, 1992) precipitando así la sílice por sobresaturación. Aunque todas las plantas contienen sílice, en algunas no se encuentra más que en pequeñas trazas y forma lo que se conoce como "sílice de constitución" interviniendo en el metabolismo general. Sin embargo, en otras está presente en cantidades significativas constituyendo la "sílice de interposición". Esta forma se manifiesta por las acumulaciones minerales responsables tanto de la formación de un esqueleto superficial como de los depósitos intracelulares: los fitolitos (Ramírez et al., 2007). Debido a que los fitolitos permanecen en el suelo después de la muerte y descomposición de las plantas, este tipo de partículas silíceas pueden desplazarse como polvo en suspensión y redepósitos en diferentes lugares gracias a la acción del viento (Clarke, 2003). Este hecho junto con el arrastre que pueden experimentar por parte de las aguas superficiales, podrían explicar la aparición ocasional de fitolitos sobre los espeleotemas.

Por todo ello, se puede constatar que existen varias formas de interacción entre el silicio y la biosfera (Fig. 4.64), pudiendo ser el ciclo del silicio de vital importancia para muchos organismos inferiores y posiblemente superiores (Kuznetsov, 1975). El ciclo general del silicio que puede establecerse de una manera global, también pueden determinarse

localmente a nivel de los espeleotemas con ópalo. En él intervienen todos los organismos descritos anteriormente (bacterias, cianobacterias, hongos, líquenes, diatomeas, amebas testáceas, e incluso plantas, en forma de fitolitos) que toman la sílice directa o indirectamente del medio y la devuelven al mismo tras su muerte y descomposición.

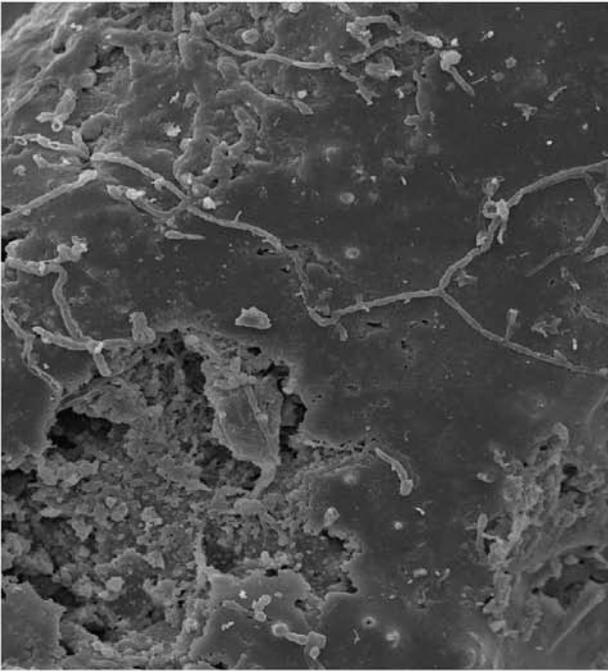
Además de todos estos organismos que sí participan en el ciclo del silicio como piezas fundamentales, este tipo de ecosistemas también está constituido por otros elementos de mayor tamaño que, sin embargo, no son capaces de aprovechar o absorber la sílice del medio, o al menos no se conoce que lo puedan hacer, aunque sí forman parte de la cadena trófica.

El silicio contenido en los restos orgánicos acumulados, de los diferentes organismos que poseen sílice, podrá ser nuevamente absorbido por los seres vivos del ecosistema o pasar a formar parte del espeleotema.

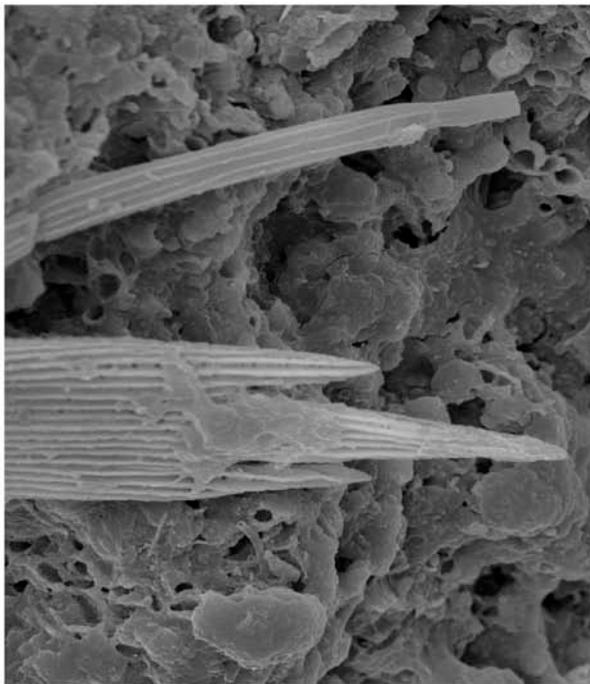
FIGURAS

Fig. 4.1. Escama de mariposa parcialmente cubierta por ópalo.

Fig. 4.2. Estreptobacilos colonizando el ópalo de un espeleotema.

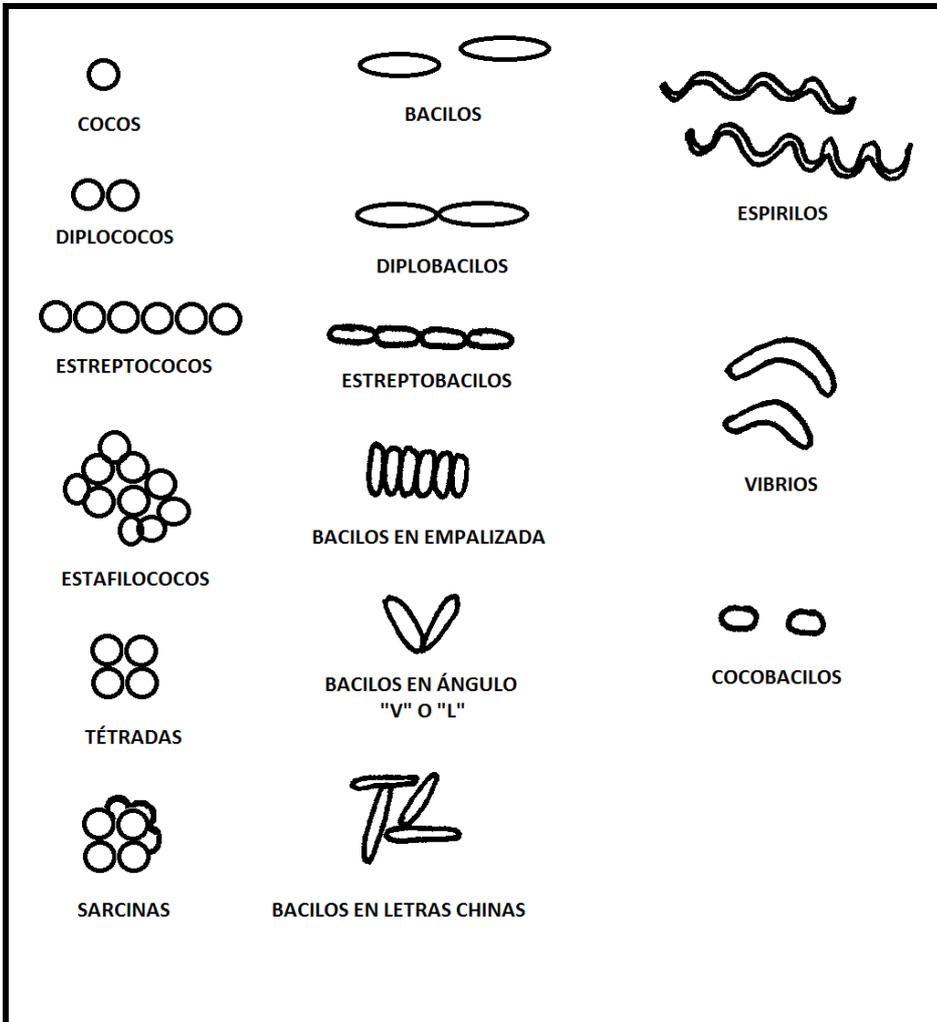


4.2



4.1

Fig. 4.3. Clasificación morfológica de bacterias (Stanchi, 1996).

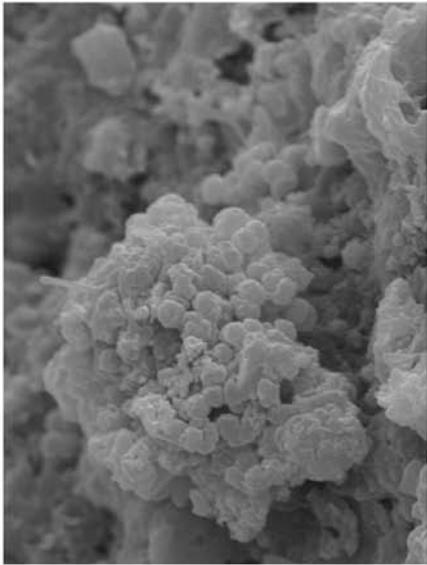


F Fig. 4.4. Diplococos.

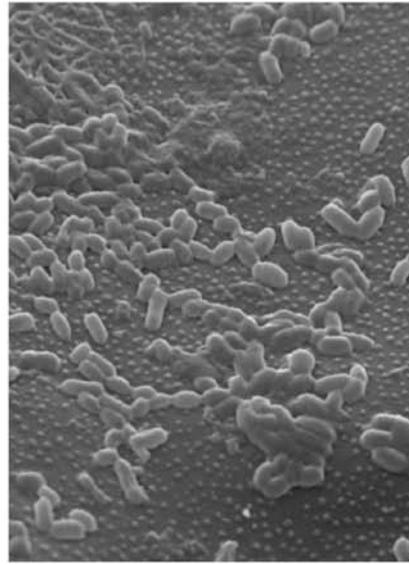
Fig. 4.5. Estafilococos.

Fig. 4.6. Sarcinas.

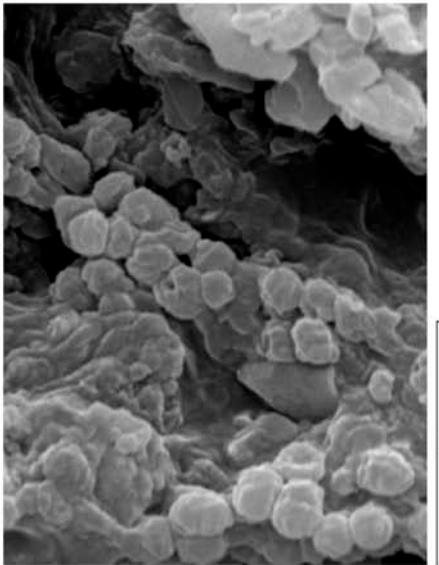
Fig. 4.7. Bacilos aislados.



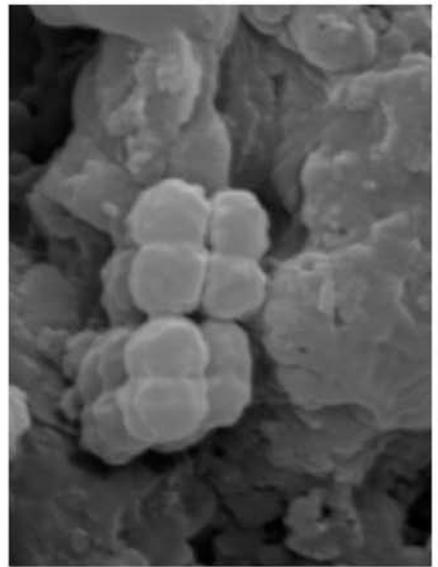
4.5



4.7



4.4



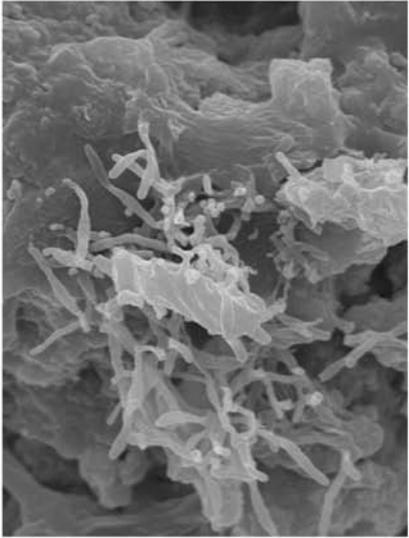
4.6

Fig. 4.8. Estreptobacilos.

Fig. 4.9. Bacilos en “v” sobre resto orgánico.

Fig. 4.10. Cianobacterias filamentosas (género *Prochlorothrix*).

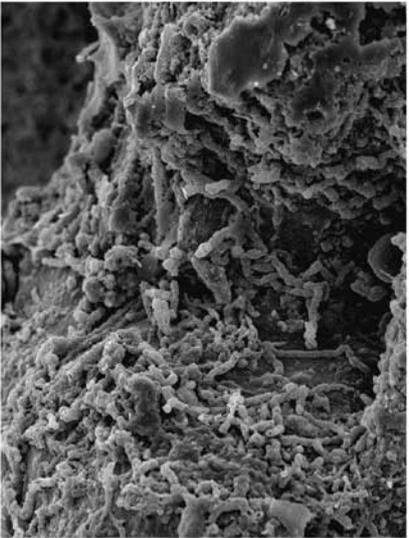
Fig. 4.11. Organismos endolíticos fotosintéticos bajo cubierta de ópalo.



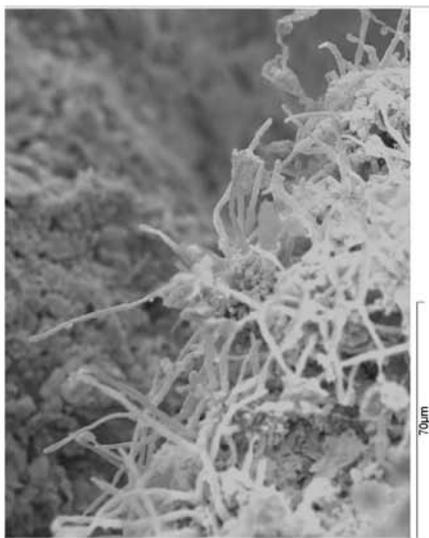
4.9



4.11



4.8

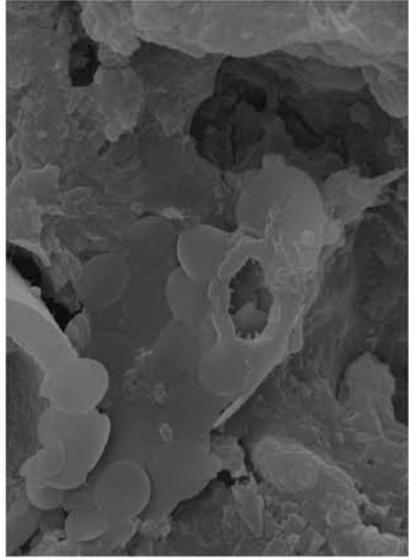


4.10

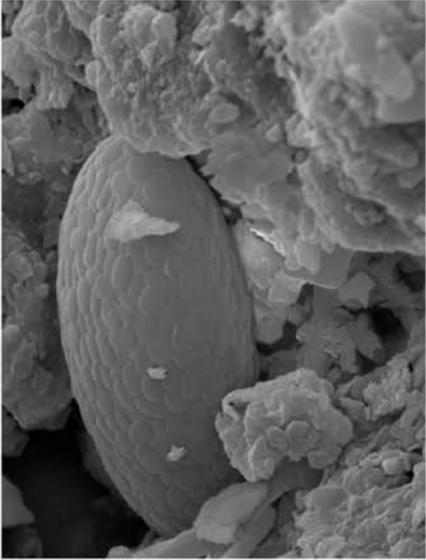
Fig. 4.12. Amebas en las muestras estudiadas. A, *Corythion dubium*; B, *Corythion dubium* mostrando pseudostoma dentado; C, *Trinema lineare*; D, *Pseudostoma dentado* en *Trinema lineare*.



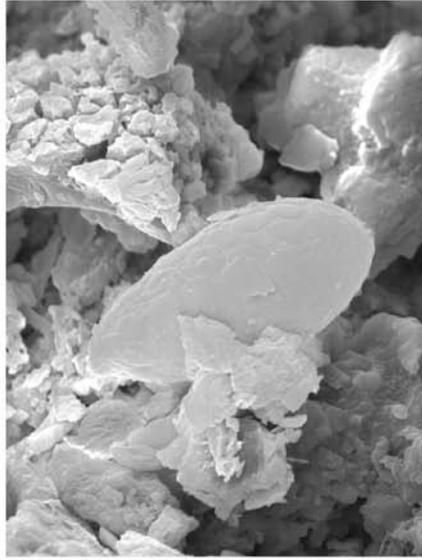
4.12.
B



4.12
D



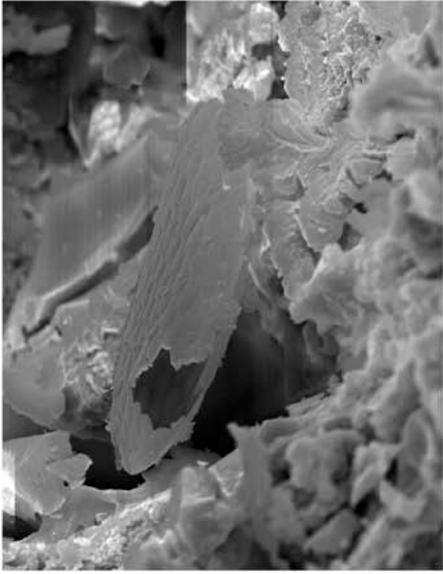
4.12.
A



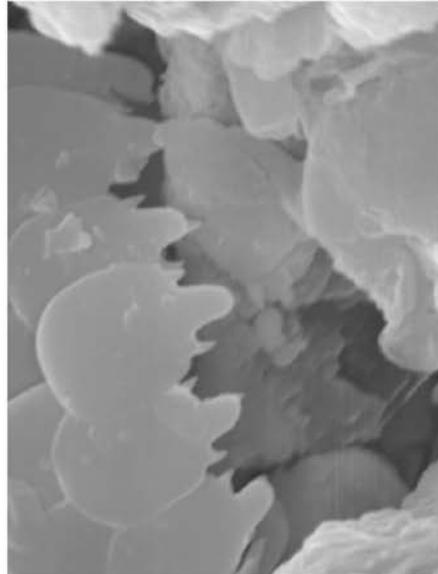
4.12
C

Fig. 4.12. Amebas en las muestras estudiadas. E, *Trinema lineare*; F, *Euglypha dickensii*.

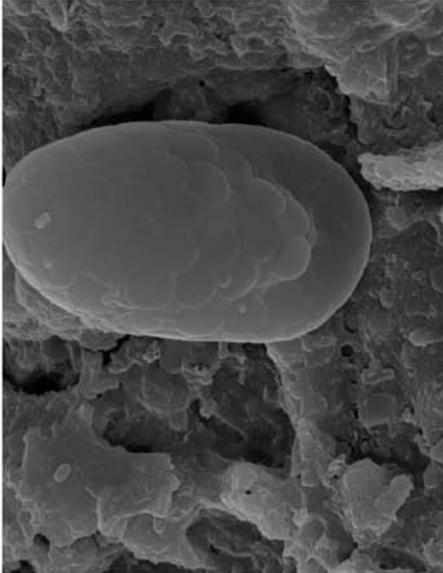
Fig. 4.13. Amebas en las muestras estudiadas. A, *Euglypha rotunda*; B, Placas aperturales dentadas en *Euglypha rotunda*.



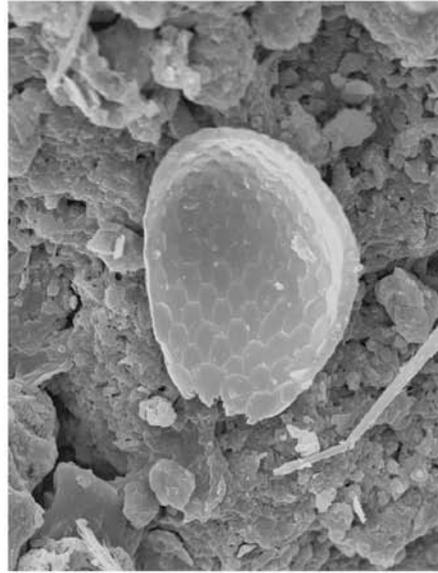
4.12
E



4.13
B

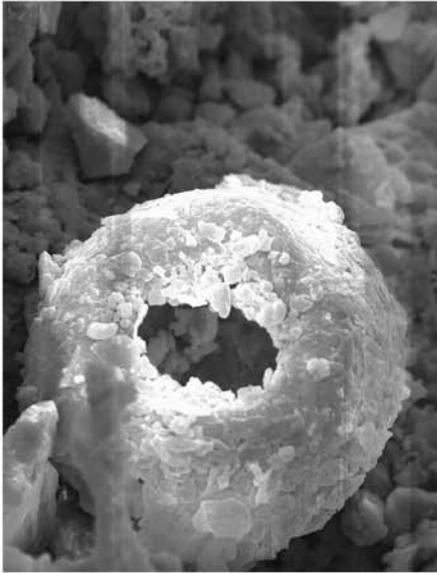


4.12
E

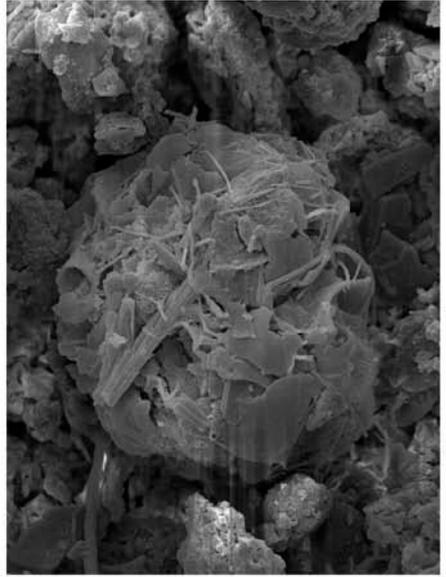


4.13
A

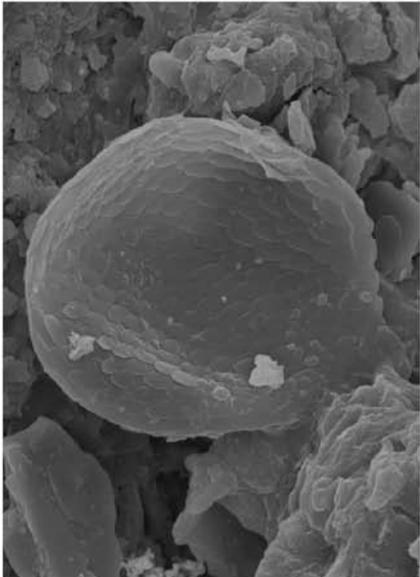
Fig. 4.13. Amebas en las muestras estudiadas. C, *Assulina muscorum*; D, *Plagiopyxis* sp.; E, *Schoenbornia humicola*; F, *Amphitrema Wrightianum* (?)



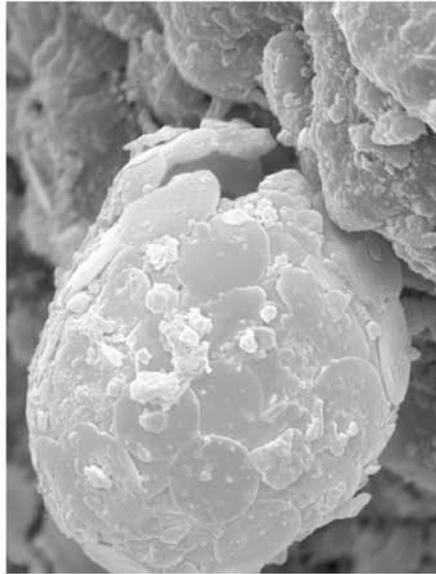
4.13
D



4.13
F



4.13
C



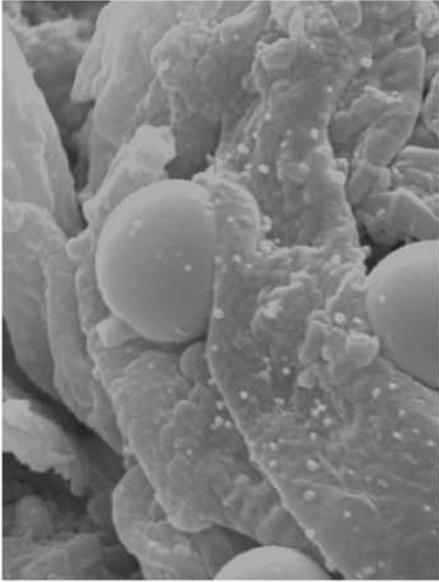
4.13
E

Fig. 4.14. Ascosporas esporulando de un asca (Riotinto-Peña del Hierro).

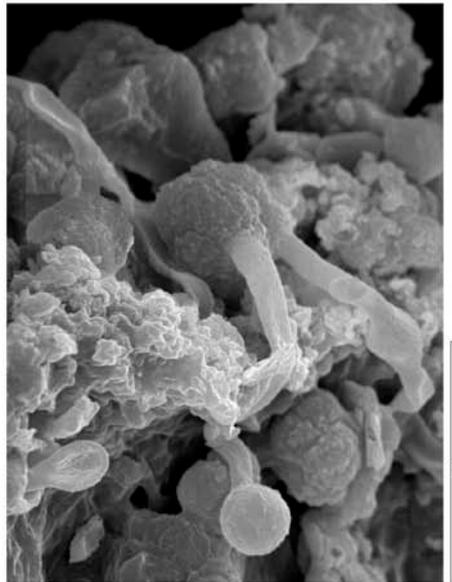
Fig. 4.15. Tubo germinativo en una ascospora (detalle de la figura anterior) (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

Fig. 4.16. Córtex de un líquen (Berrocal del Rugidero, Mérida).

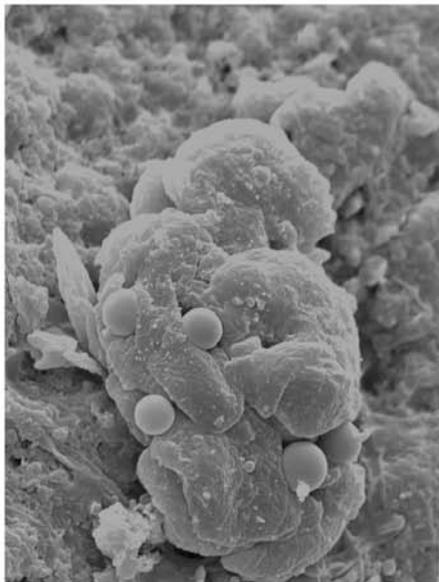
Fig. 4.17. Médula de un líquen, cianobacterias envueltas por hifas de hongos (Berrocal del Rugidero, Mérida).



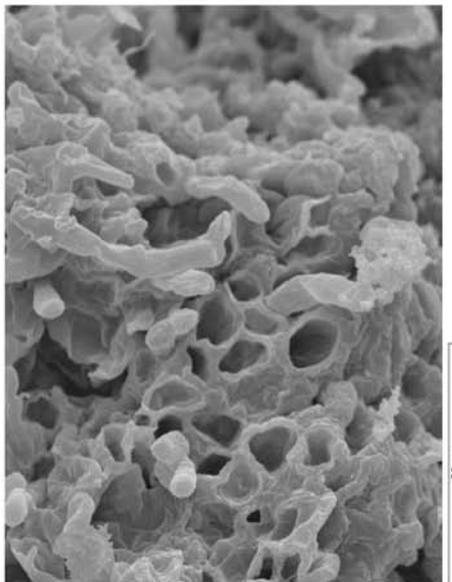
4.15



4.17



4.14



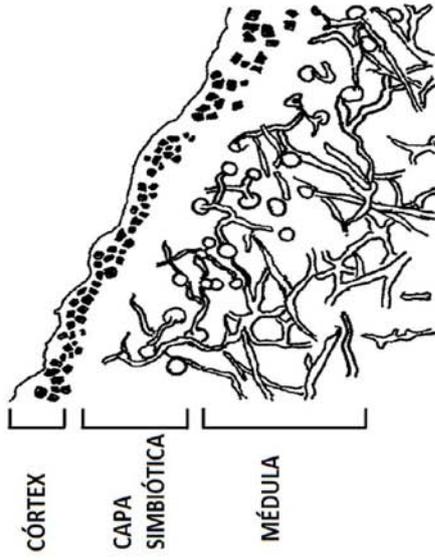
4.16

Fig. 4.18. Cianobacterias de la zona medular de un líquen (Berrocal del Rugidero, Mérida).

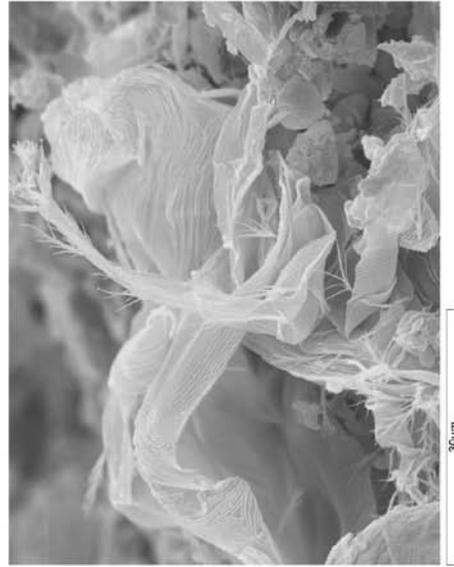
Fig. 4.19. Partes de un líquen.

Fig. 4.20. Diferentes tipos de ornamentación en la cutícula de los ácaros (resto de muda) (Alto de Barruecos, Badajoz).

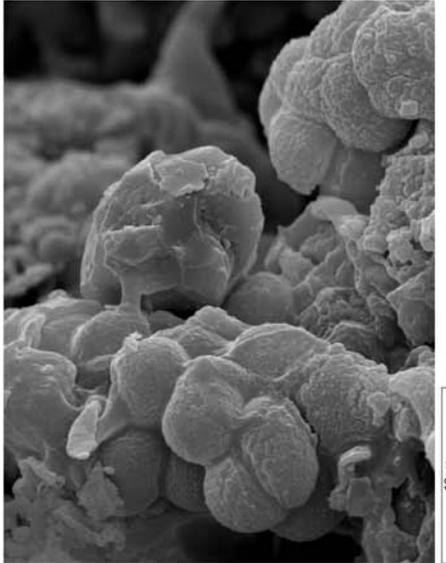
Fig. 4.21. Diferentes tipos de ornamentación en la cutícula de los ácaros (resto de muda) (Las Jaras, norte de Córdoba).



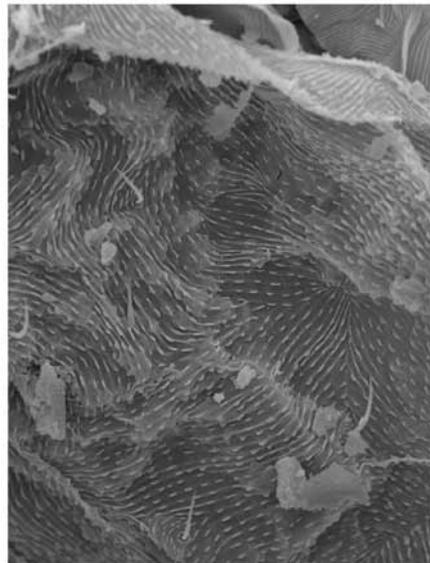
4.19



4.21



4.18



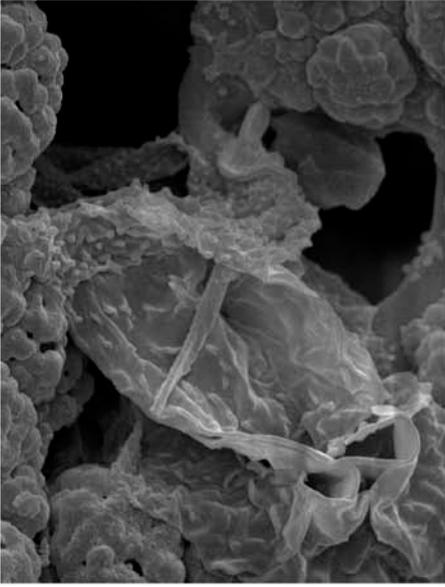
4.20

Fig. 4.22. Diferentes tipos de ornamentación en la cutícula de los ácaros (resto de pata) (Las Jaras, norte de Córdoba).

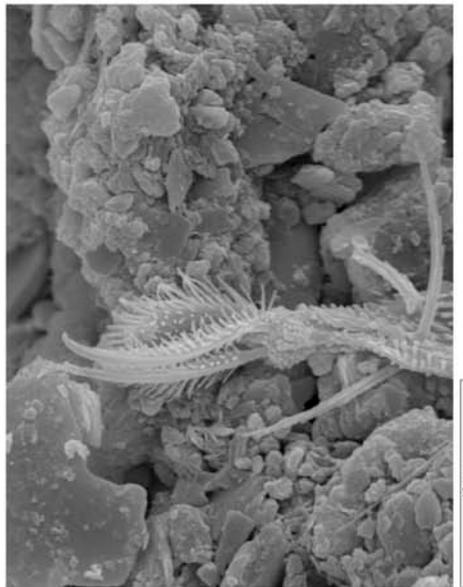
Fig. 4.23. Diferentes tipos de ornamentación en la cutícula de los ácaros (resto de muda) (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Fig. 4.24. Poros dérmicos en un resto de muda de ácaro (Las Jaras, norte de Córdoba).

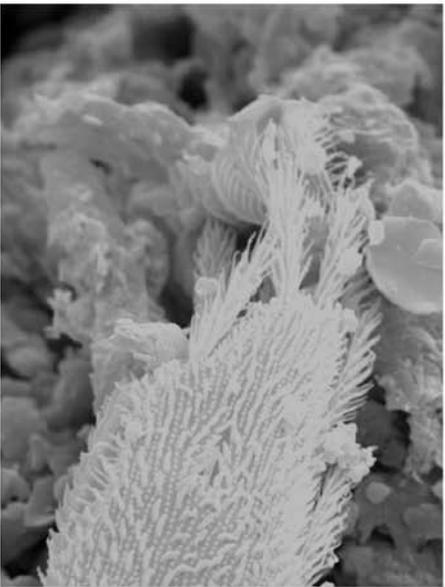
Fig. 4.25. Uñas y empodio central del apotele de ácaro (Alto de Barruecos, Badajoz).



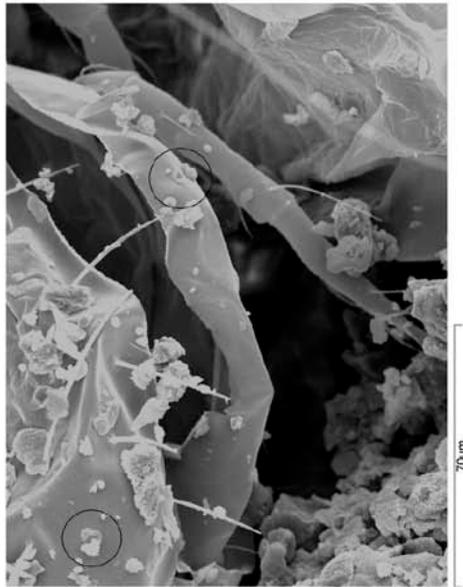
4.23



4.25



4.22



4.24

Fig. 4.26. Línea de dehiscencia circular que queda en la muda de un ácaro, al abrirse el tegumento para cambiar de fase.

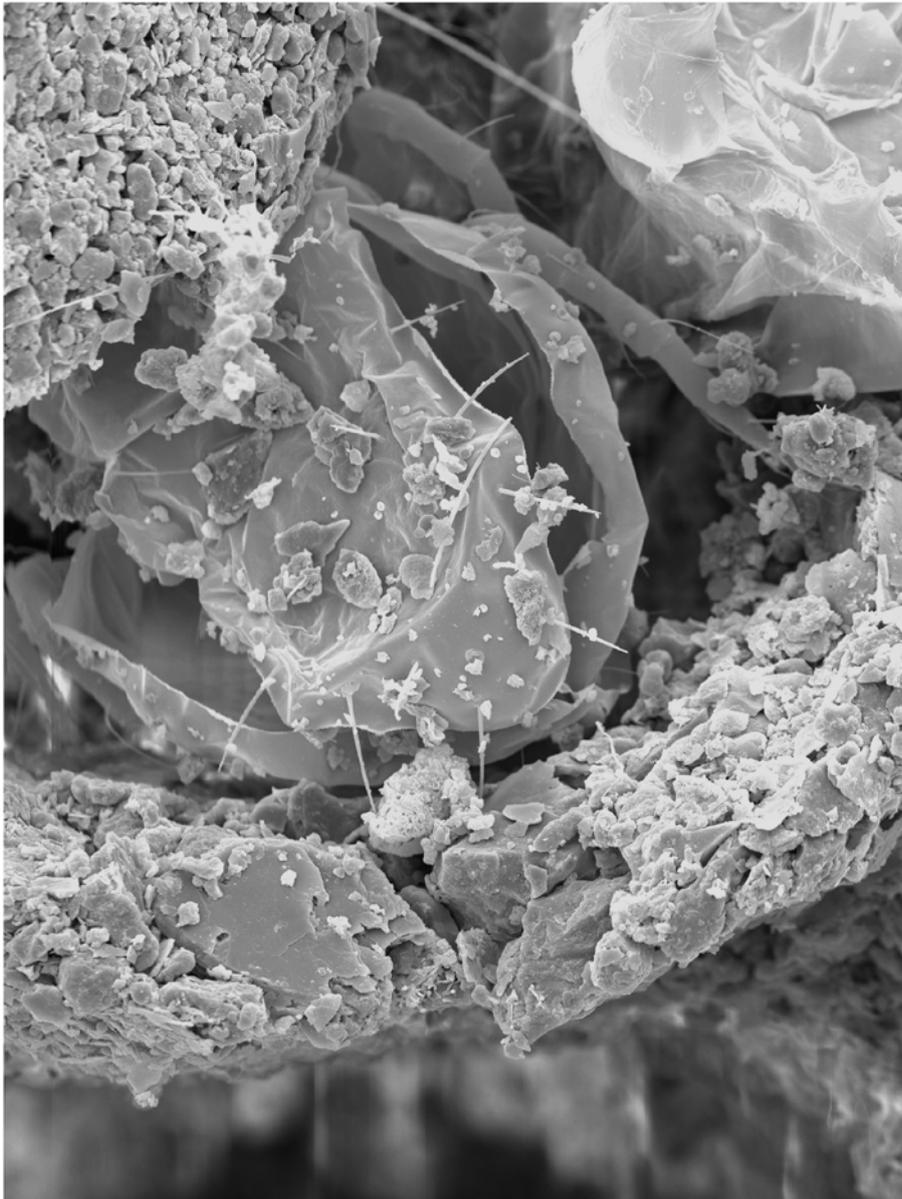


Fig. 4.27. Ciclo de vida de *Eutrombidium rostratus* (modificada de Evans et al., 1961).

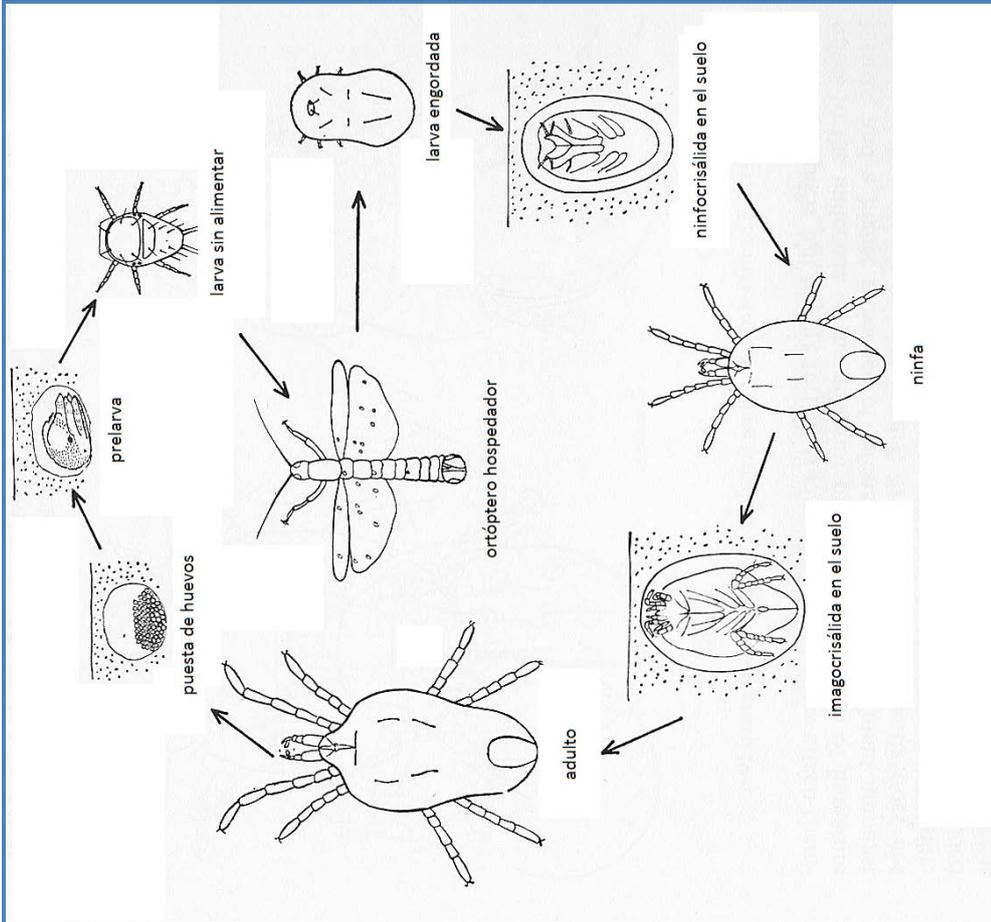


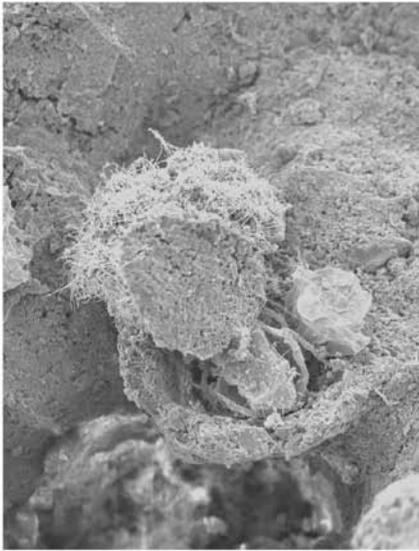
Fig. 4.28.a. Cavidad construida por ácaro. Destacar el reborde de la tapadera elaborado con hilos de seda y granos de arena (Las Jaras, norte de Córdoba).

Fig. 4.28.b. Pata de ácaro con una sola uña (Las Jaras, norte de Córdoba).

Fig. 4.29. Vista general de la nidada de ácaros (Las Jaras, norte de Córdoba).



4.28.b



4.28.a



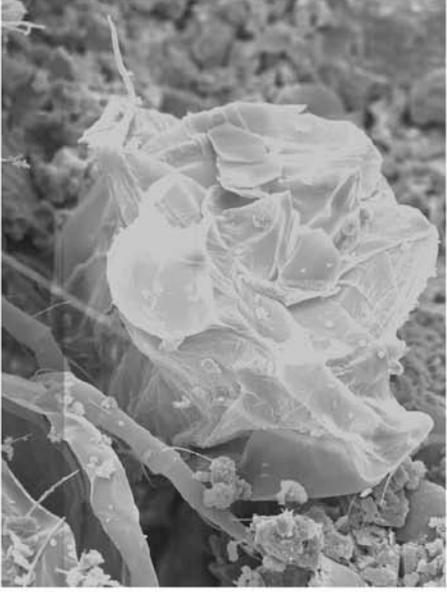
4.29

Fig. 4.30. Restos de colémbolo adheridos al cuerpo del ácaro (Las Jaras, norte de Córdoba).

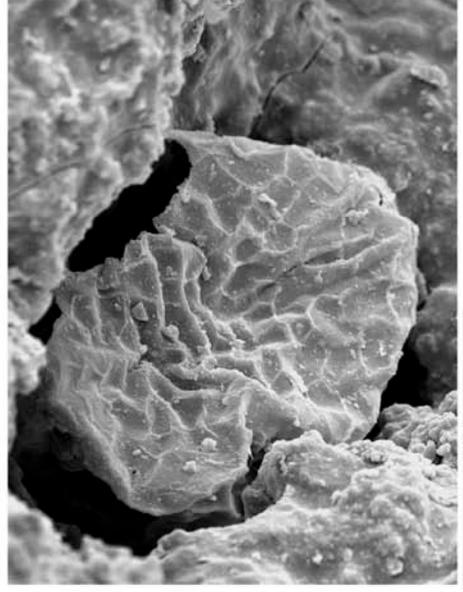
Fig. 4.31. Restos de muda junto a una de las cavidades (detalle de la fig. 4.47).

Fig. 4.32. Huevo de ácaro ya eclosionado (diferentes especies) (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Fig. 4.33. Huevo de ácaro ya eclosionado (diferentes especies) (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).



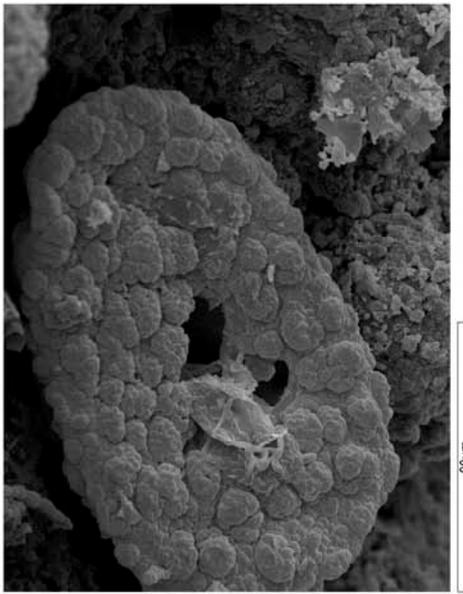
4.31



4.33



4.30

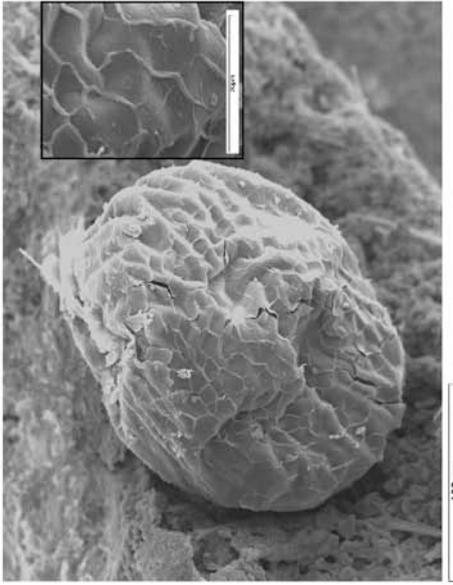


4.32

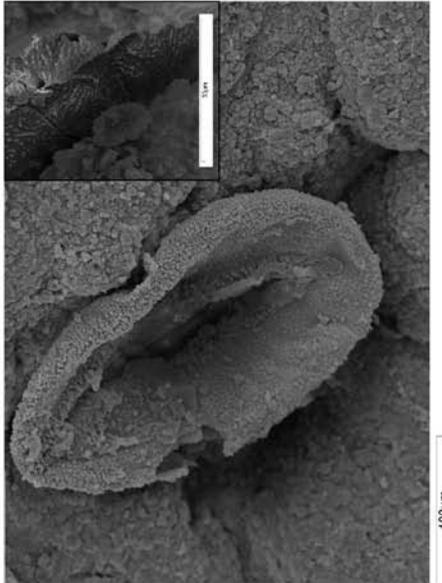
Fig. 4.34.a. Huevo de ácaro ya eclosionado y detalle de la cutícula del ácaro en su interior (diferentes especies) (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Fig. 4.34.b. Huevo de ácaro (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

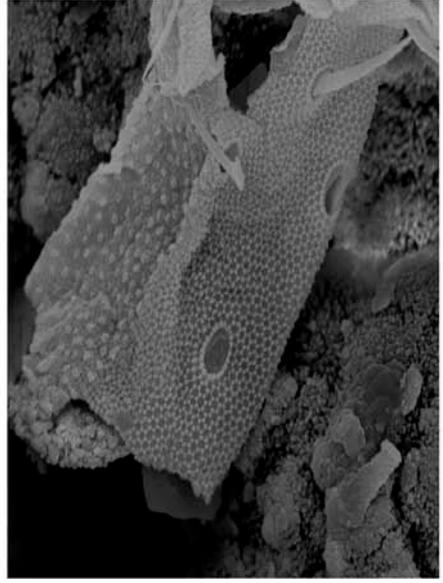
Fig. 4.35. Matriz hexagonal del integumento de los colémbolos. Orden Entomobryomorpha (Berrocal del Rugidero, Mérida).



4.34.b

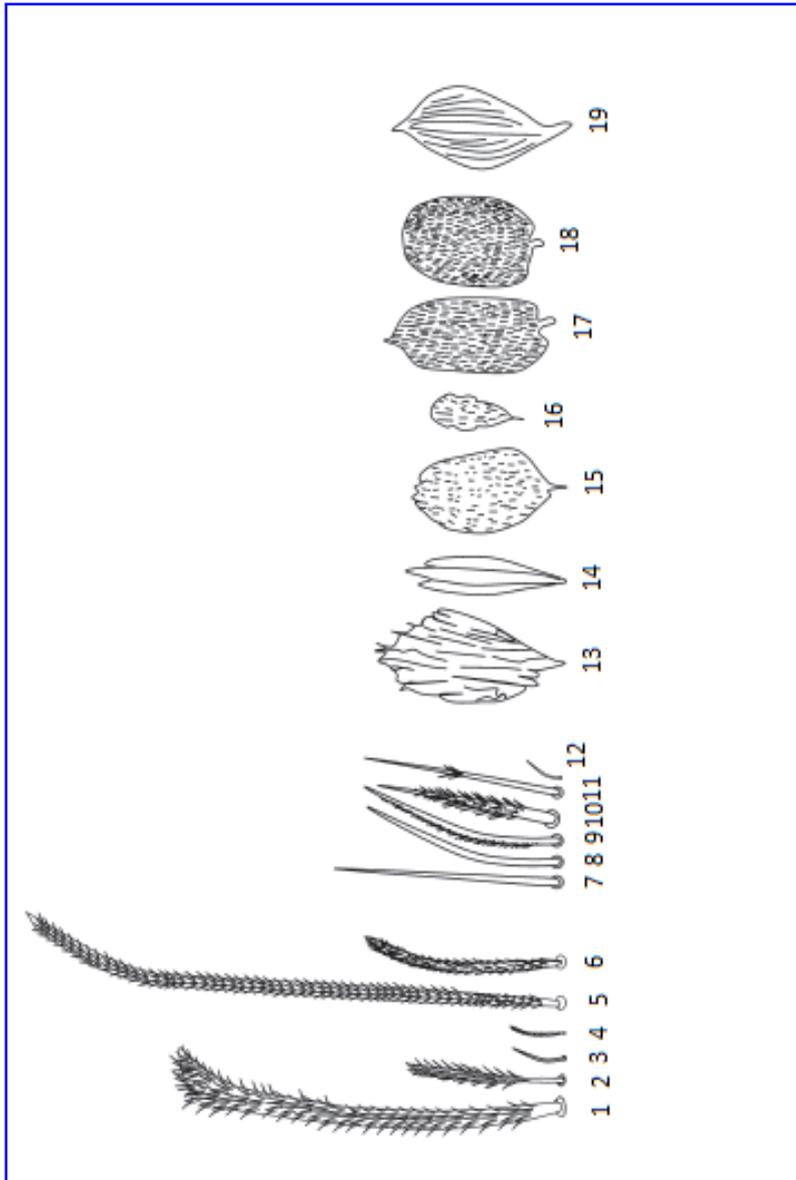


4.34.a



4.35

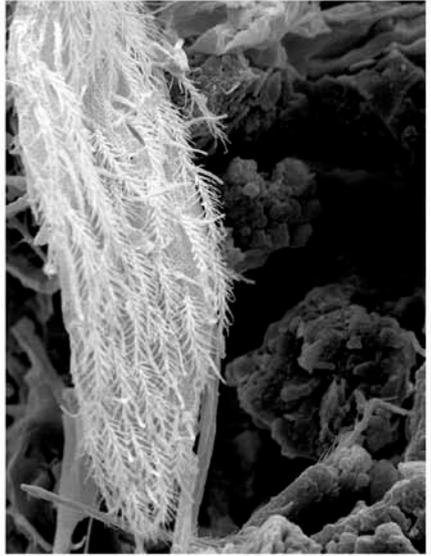
Fig. 4.36. Sedas o quetas y escamas típicas en algunas familias de colémbolos: 1. macrochaeta lisa; 2. macrochaeta normal; 3. y 4. macrochaeta ciliada; 5. macrochaeta en florete; 6. sénsilo; 7, 11 y 12. tipos de chaetas corporales; 8. microchaeta ensanchada; 9. sénsilo liso; 10. sénsilo ciliado (modificada de Jordana, 2012 y Soto-Adames et al., 2008).



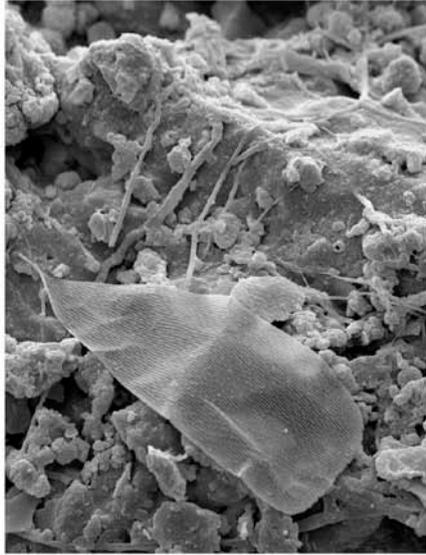
- Fig. 4.37. Escama de colémbolo (Las Jaras, norte de Córdoba).
- Fig. 4.38. Especie de colémbolo del orden Entomobryomorpha (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).
- Fig. 4.39. Especimen de Entomobrya nivalis (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).
- Fig. 4.40. Antenas con sénsilos ciliados y lisos, propias de Entomobrya nivalis (Berrocal del Rugidero, Mérida).



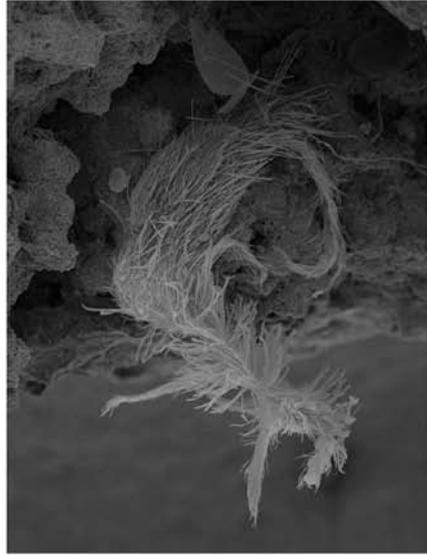
4.38



4.40



4.37



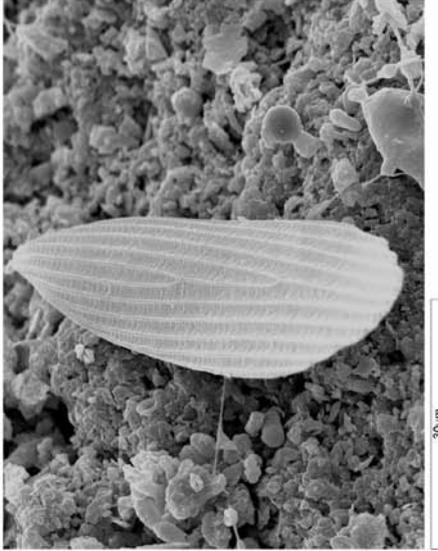
4.39

Fig. 4.41. Uña, empodio y macroqueta propios de *Entomobrya nivalis* (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).

206

Fig. 4.42. Escama de ala de lepidóptero (Las Jaras, norte de Córdoba).

Fig. 4.43. Huevo aislado de mariposa (Alto de Barruecos, Badajoz).



4.42



4.43



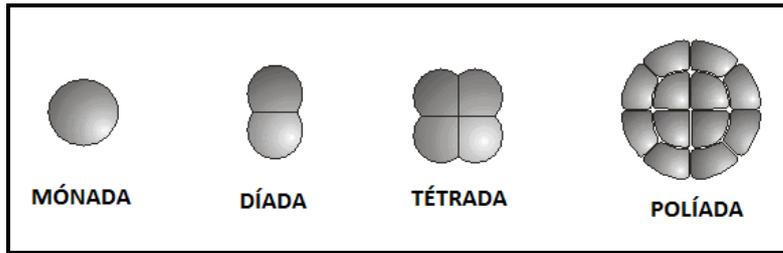
4.41

Fig. 4.44. Tipos de polen según su forma de liberación (modificada de Belmonte y Roure, 2013).

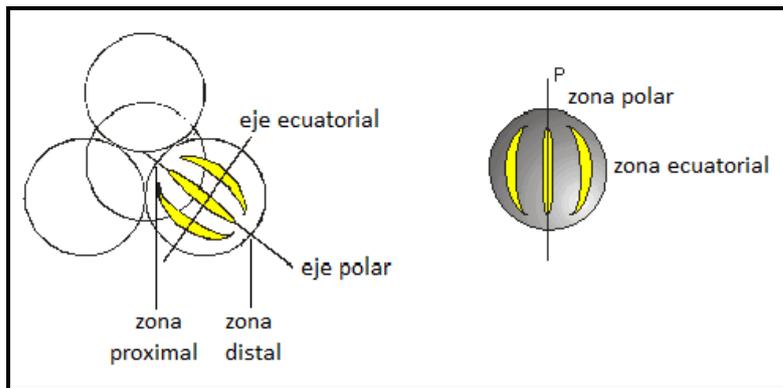
Fig. 4.45. Polaridad del grano de polen (modificada de Belmonte y Roure, 2013).

Fig. 4.46. Elementos de la esporodermis (modificada de Belmonte y Roure, 2013).

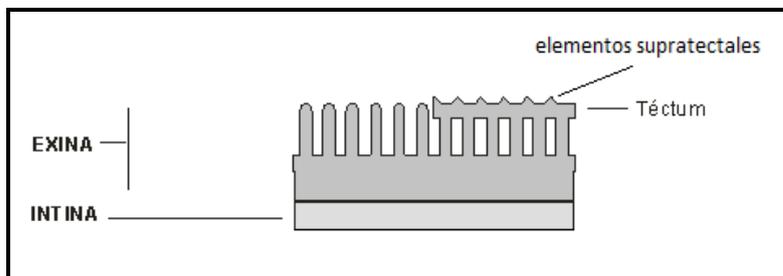
MICROECOSISTEMA



4.44

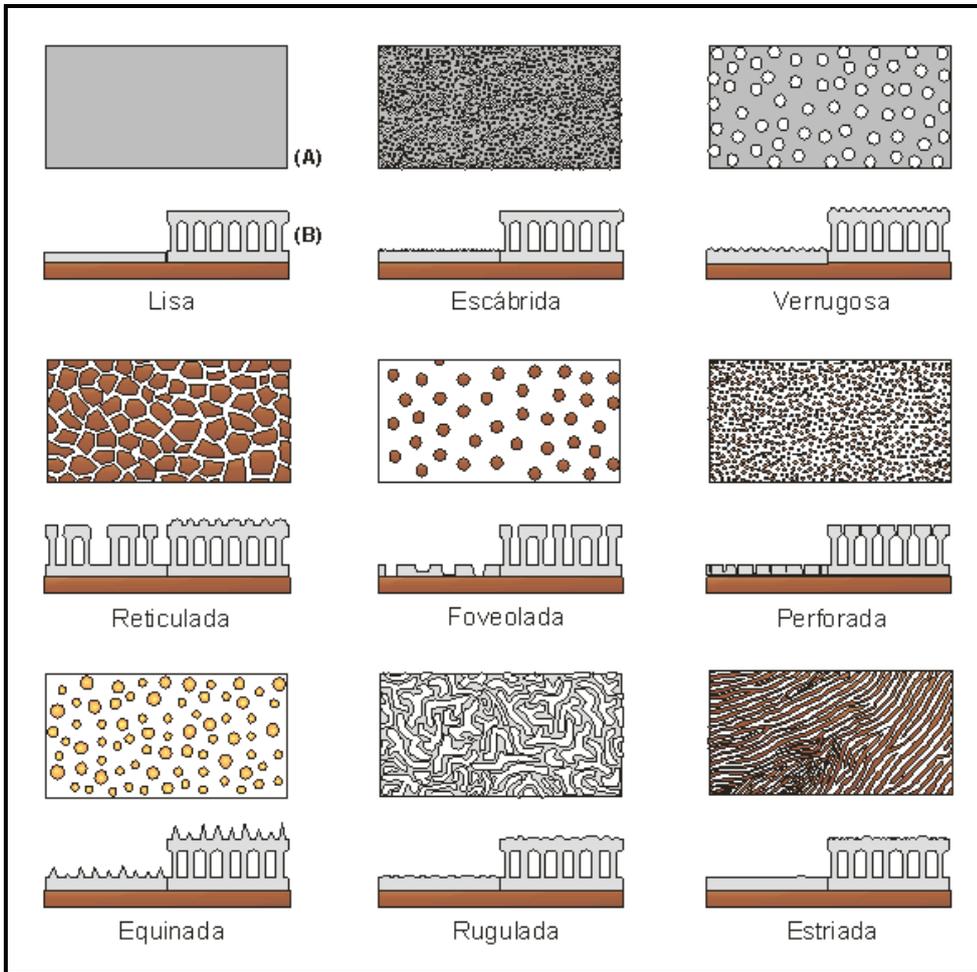


4.45



4.46

Fig. 4.47. Ornamentación de los granos de polen. A: visión superficial. B: sección transversal (tomada de Belmonte y Roure, 2013).



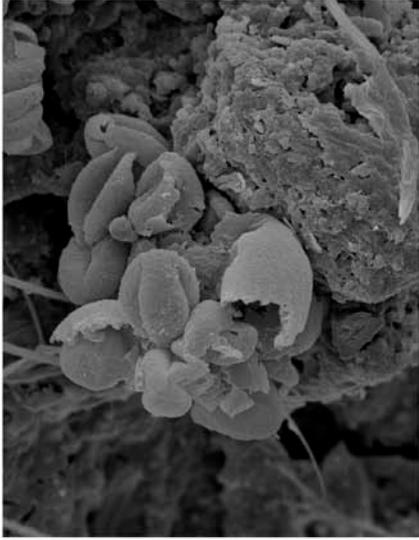
4.47

Fig. 4.48. Polen de *Quercus coccifera* L. (Berrocal del Rugidero, Mérida).

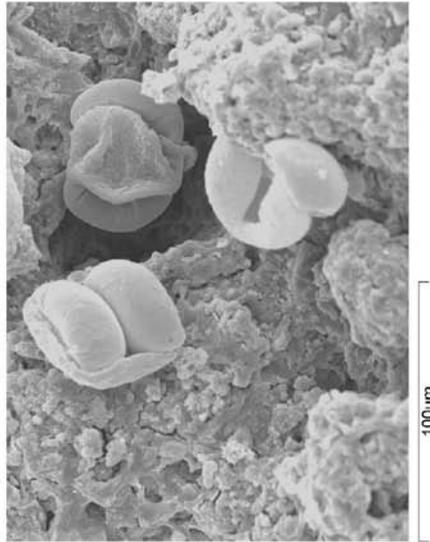
Fig. 4.49. Políada de polen de *Quercus rotundifolia* L. (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Fig. 4.50. Polen de *Olea europaea* L. (Berrocal del Rugidero, Mérida).

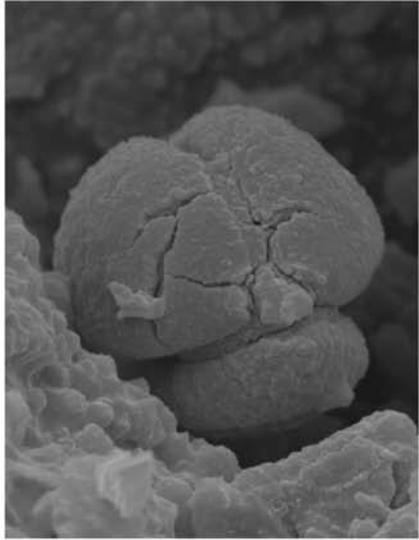
Fig. 4.51. Pólenes de *Pinus pinea* L. en diferentes vistas (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).



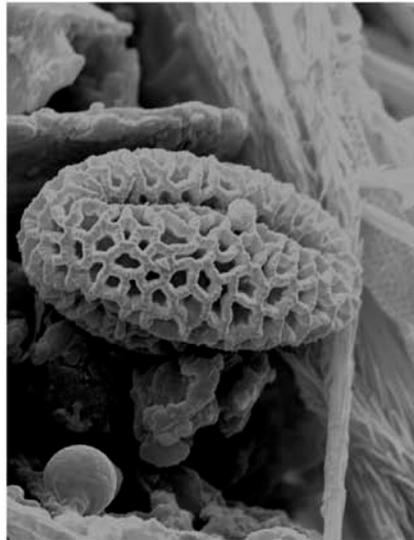
4.49



4.51



4.48



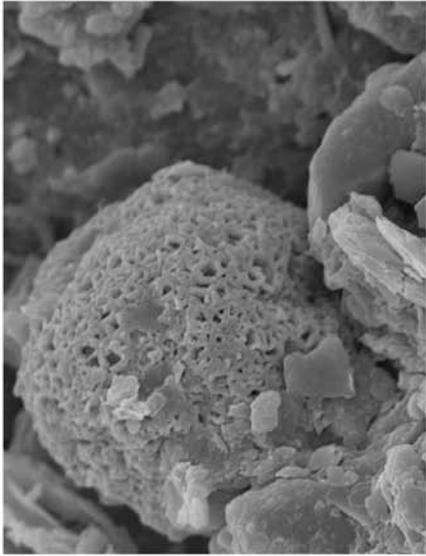
4.50

Fig. 4.52. Tipo polínico *Populus alba* (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

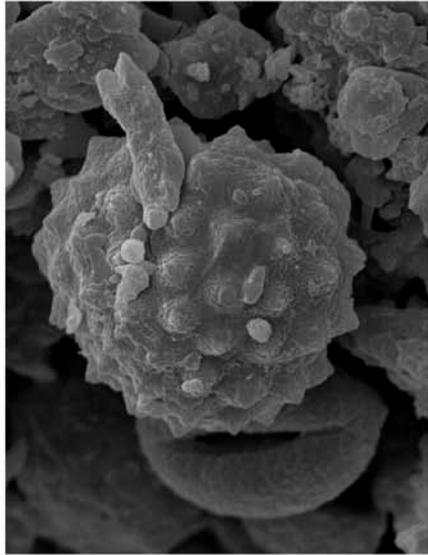
Fig. 4.53. Polen de *Cistus salvifolius* L. (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

Fig. 4.54. Polen de *Rubus ulmifolius* S. (Riotinto-Peña del Hierro, Huelva).

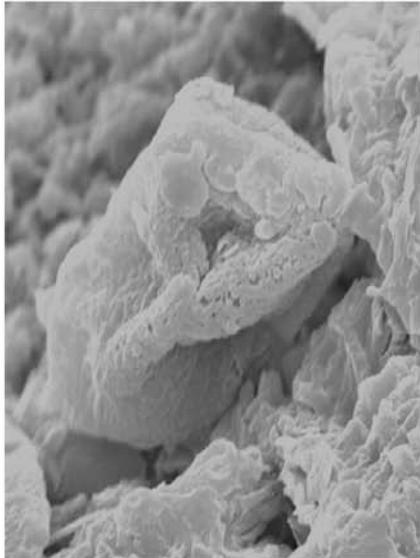
Fig. 4.55. Tipo polínico *Senecio vulgaris* (Berrocal del Rugidero, Mérida).



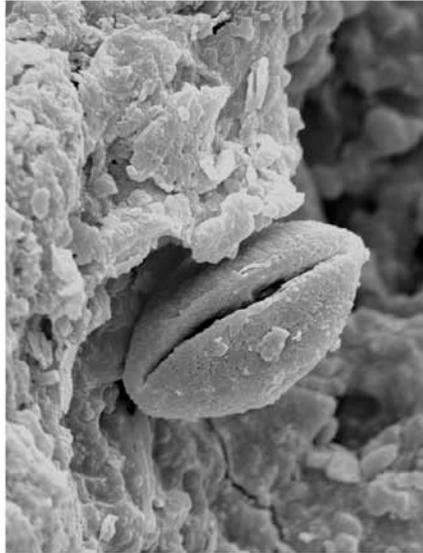
4.53



4.55



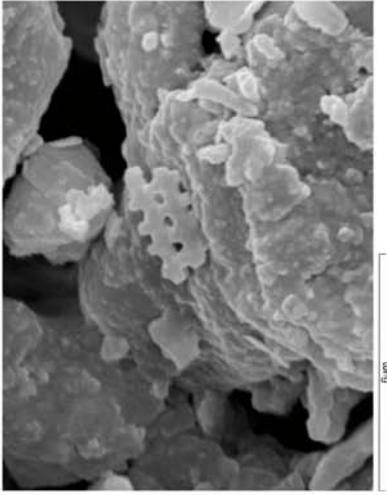
4.52



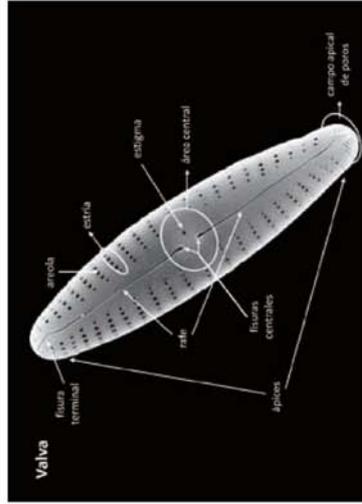
4.54

Fig. 4.56. Fitolito (Los Barruecos, Malpartida de Cáceres).

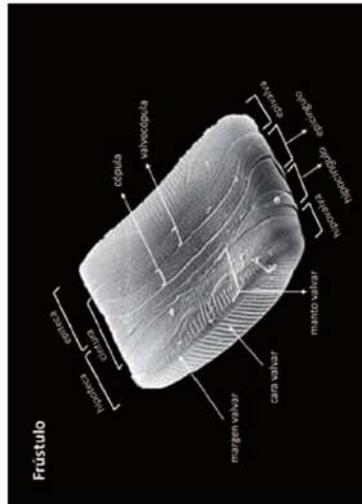
Fig. 4.57. Partes del frústulo (a) y valva (b) de una diatomea. Tomada de Blanco et al., 2010.



4.56



4.57.b



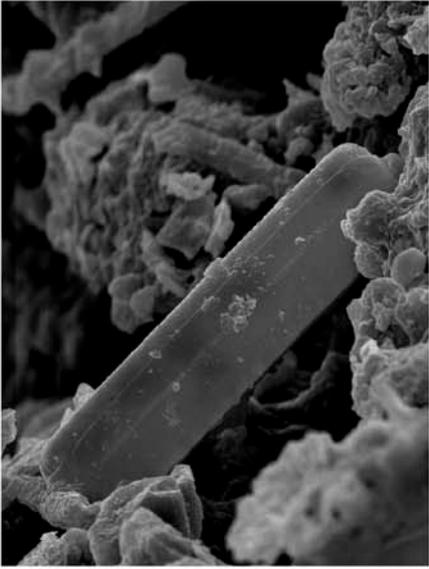
4.57.a

Fig. 4.58. Vista valvar de *Pinnularia borealis* (Campofrío, Huelva).

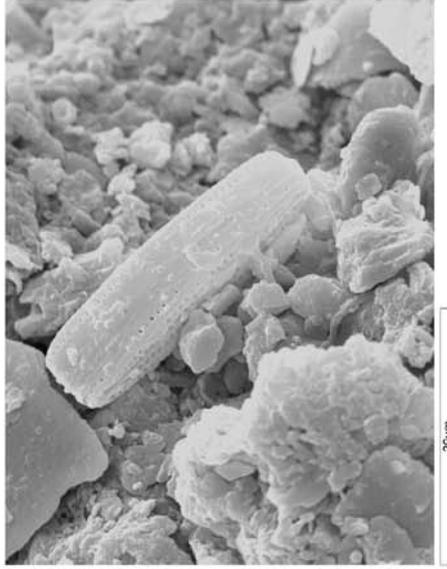
Fig. 4.59. Frústulo de *Pinnularia borealis* (Berrocal del Rugidero, Mérida).

Fig. 4.60. Vista valvar de *Luticola* sp. (Las Jaras, norte de Córdoba).

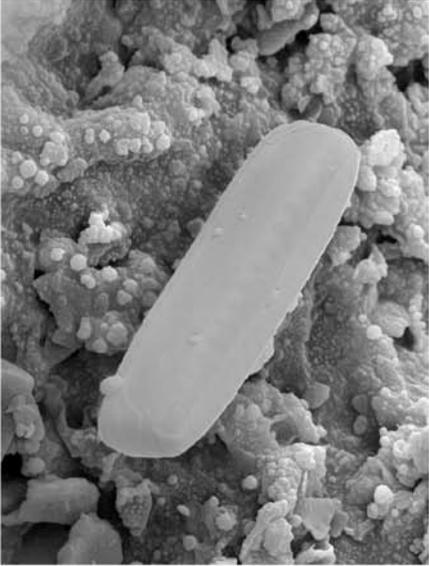
Fig. 4.61. Frústulo de *Luticola* sp. (Las Jaras, norte de Córdoba).



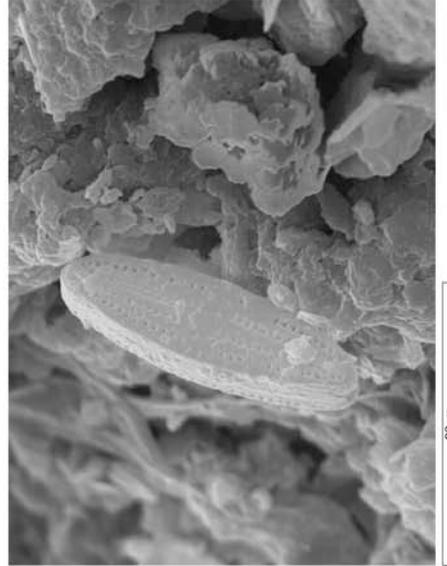
4.59



4.61



4.58



4.60

Fig. 4.62. *Diatoma mesodon* (Berrocal del Rugidero, Mérida).

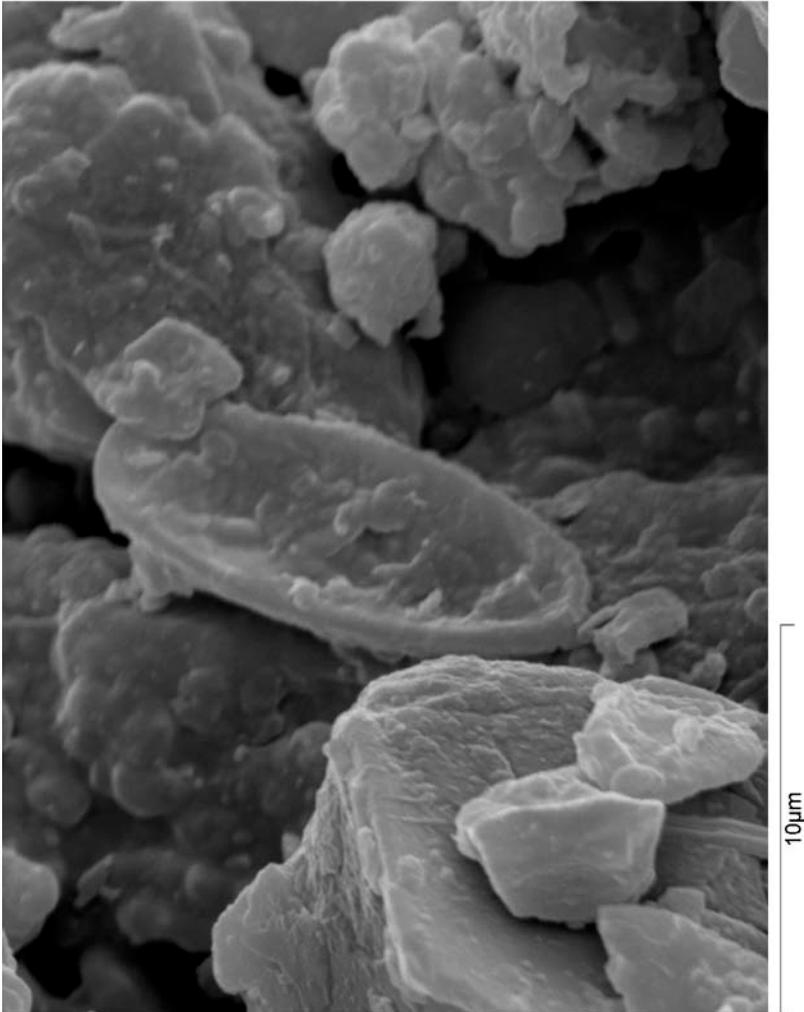
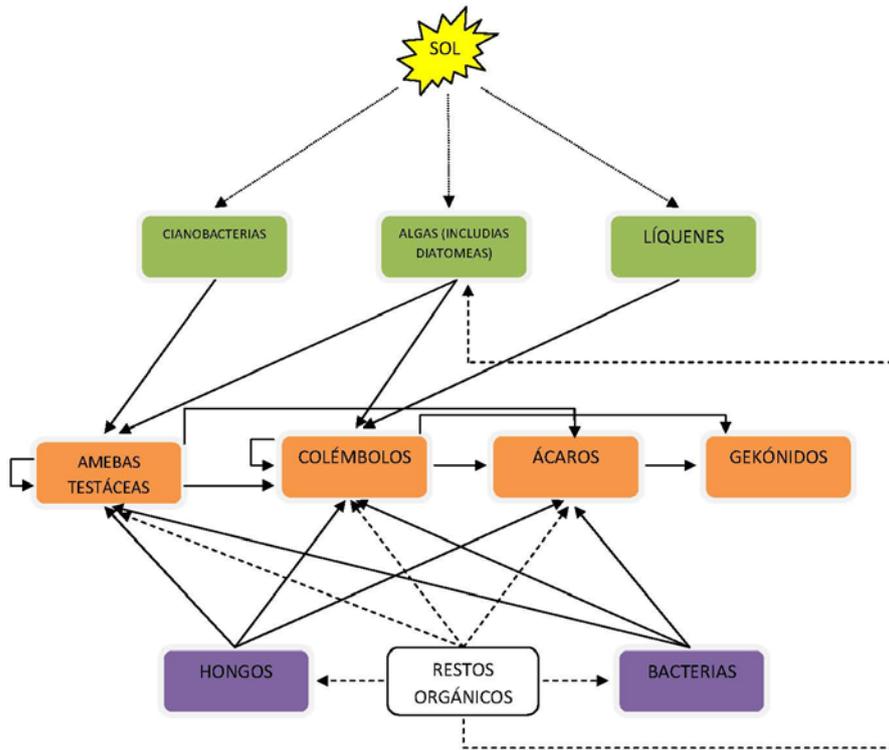


Fig. 4.63. Red trófica de los organismos que habitan los espeleotemas.

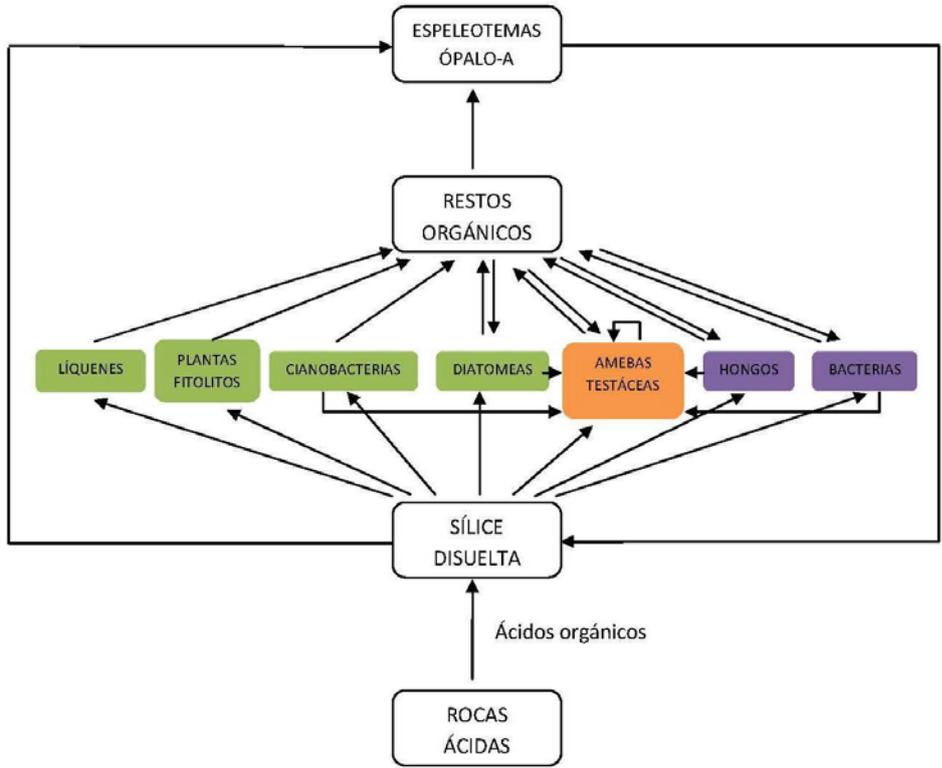
MICROECOSISTEMA



- PRODUCTORES
- CONSUMIDORES
- DESCOMPONEDORES
- RESTOS ORGÁNICOS
- DIRECCIÓN DEL FLUJO DE ENERGÍA ENTRE DIFERENTES ESLABONES
- - - -> DIRECCIÓN DEL FLUJO DE ENERGÍA DESDE LOS RESTOS ORGÁNICOS A LOS DIFERENTES ESLABONES
- FLUJO DE ENERGÍA DESDE EL SOL A LOS PRODUCTORES

Fig. 4.64. Ciclo del Silicio en los espeleotemas con ópalo-A.

MICROECOSISTEMA



- PRODUCTORES
- CONSUMIDORES
- DESCOMPONEDORES
- DIRECCIÓN DEL FLUJO DEL SILICIO

CAPÍTULO 5

ESPELEOTEMAS Y CLIMA

En la literatura relacionada con espeleotemas con ópalo amorfo se reitera en la independencia entre el desarrollo de este tipo de formaciones y el clima de la región donde se presentan. Este tipo de espeleotemas ha sido previamente descrito en muy diferentes áreas geográfico climáticas: templado-húmedas (Norte de España y Portugal, Islas Azores, Reino Unido, Alemania, Polonia, República Checa, Suecia, Finlandia, Corea), tropicales (Brasil, Venezuela, Madagascar) y áridas (Sur de Australia, Argentina, Nigeria, Botswana, México, EEUU., etc.) (Willems et al., 1998, 2002; Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní et al., 2010, 2013), además de en las zonas seleccionadas para este trabajo, pertenecientes al clima Mediterráneo (tipo continental pluvioestacional). En todas ellas se constata la presencia de estas formaciones, de lo que se deduce que el clima no es un factor determinante para su creación.

Sin embargo, su desarrollo se hace posible gracias a las características particulares en las que tiene lugar el depósito de este tipo de formaciones (humedad, pH, microorganismos y temperatura) descritas en el punto 2.3. de este estudio. Estas hacen de este medio un sistema independiente de las características climatológicas externas, solamente influenciado en parte por los aportes de agua de lluvia que llegan por escorrentía o infiltración.

Entre estas características, la presencia de humedad y de ácidos orgánicos son dos factores, biótico y abiótico respectivamente, fundamentales para que se produzca la disolución del cuarzo.

Las muestras estudiadas fueron recogidas preferentemente después de la época de las lluvias, como lo demuestra el hecho de que los restos orgánicos se hallan bien conservados y sin sufrir el proceso de encostramiento por el ópalo amorfo. En algunos casos, a partir de los restos orgánicos, se ha conseguido incluso la identificación de las especies presentes. Por el contrario, el sustrato del espeleotema, sobre

el que estos organismos se conservan, muestra restos de organismos que se hallan a veces muy encostrados. Se demuestra la conveniencia de realizar los muestreos en la época húmeda, o en un momento posterior a la finalización de la misma, con el objeto de poder identificar el mayor número de especímenes posibles.

Los ácidos orgánicos, por su parte, son producidos por el metabolismo de los microorganismos que habitan la cavidad y que en su conjunto forman un ecosistema muy estable, representado de forma sistemática, por el mismo tipo de grupos de organismos que, ordenados en igual secuencia, aparecen en todas las localidades estudiadas (cianobacterias – algas – líquenes – amebas – colémbolos – ácaros – hongos y bacterias). Todos ellos son grupos de organismos muy primitivos, la mayoría de origen precámbrico y paleozoico (Waggoner, 1996; Speer, 1996; Taylor et al., 1995; Norton et al. 1988; Molero-Baltanás, R. et al., 2004) que, a pesar de su alta tasa de mutación, han vivido durante millones de años sin perder las características fundamentales de su grupo taxonómico y con una distribución geográfica muy amplia. Esta gran capacidad de cambio los hace hábiles para sobrevivir en una gran diversidad de ambientes (Herrero, A. 2007; Round et al., 2000), además de la producción de formas de resistencia, en respuesta al estrés ambiental: esporas (Tortora et al., 2007), cubiertas protectoras de sílice, testas, tecas, asociaciones simbióticas (Chaparro de Valencia y Aguirre, 2002), ornamentación en huevos (Kucerova y Stejskal, 2009), etc. Todo ello son ventajas a la hora de adaptarse a cualquier tipo de ambiente, permitiendo la bioconstrucción de espeleotemas con ópalo allí donde existan rocas en cuya composición aparezca la sílice y que presenten un grado de humedad relativamente constante a lo largo del año.

En cuanto a la temperatura, es otro factor que influye en la velocidad de disolución y precipitación de la sílice (Caldcleugh, 1826; Brady y Walther, 1990; Bennett, 1991; Yee et al., 2003), pero al

encontrarnos en medios parcialmente cerrados y aislados del exterior, la oscilación térmica a lo largo del año es muy pequeña proporcionando una estabilidad que no producirá cambios significativos en la precipitación de los espeleotemas.

En relación con la temperatura, otros artículos (Vidal Romaní, 1983; Vidal Romaní et al., 1984, 2003, 2007, 2010a, 2010b, 2013; Sanjurjo et al., 2006, 2007) que describen el proceso de formación de los espeleotemas con ópalo, determinan necesaria una fase de evaporación en la que se sobrecalienta la sílice y precipita este mineral amorfo, para lo cual sí sería necesario un aumento de temperatura o al menos una disminución en los aportes de agua que concentrarían la disolución de sílice.

En conclusión, la formación de espeleotemas con ópalo es prácticamente independiente del clima de la región en la que se encuentre la cavidad. Solamente, y como requisitos indispensables, son necesarias la existencia de humedad de una forma relativamente estable a lo largo del año y la presencia de microorganismos, que faciliten la bioconstrucción del espeleotema.

CAPÍTULO 6
DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Del trabajo global realizado en esta tesis a partir de diferentes estudios parciales de los espeleotemas silíceos, se obtienen resultados muy completos acerca de diversos aspectos tales como: ambientes y condiciones en los que precipitan, génesis, microestructura, clasificación mineralógica y morfogenética, contenido biológico, relaciones tróficas y ciclo del silicio.

La precipitación de espeleotemas con ópalo es más frecuente en unos ambientes que en otros, siendo mejor conocidos en granitos. Existen trabajos previos referidos a granitos (Vidal Romaní, 1983; Vidal Romaní et al., 1984; 2005; 2007; 2010a; 2010b; 2013; Webb y Finlayson, 1984; 1987; Willems et al., 2002; Sanjurjo et al., 2006; Sanjurjo y Vidal Romaní, 2011), a gneises (Caldcleugh, 1826; Weliange y Jayasinghe, 2010), a areniscas y cuarcitas (Wray, 1997; 1999; 2003; Aubrecht et al., 2008; Galán y Vera, 2011) y a basaltos (Anderson, 1930; Bustillo et al., 2010). Sin embargo, en este trabajo se ha ampliado el tipo de rocas que contienen estos depósitos silíceos, y en la actualidad podemos decir que son frecuentes en una gran variedad de rocas, desde sedimentarias (areniscas y cuarcitas), metamórficas (gneises, metavulcanitas ácidas, etc.), volcánicas (riolitas, dacitas, basaltos), hasta las propiamente plutónicas (granodiorita, cuarzdiorita, etc.). Aunque se pueden desarrollar espeleotemas con ópalo siempre que la roca de partida contenga sílice, estos son más abundantes cuanto más elevado sea el contenido en silicio de la roca original. Por ello, en cuevas desarrolladas en rocas básicas (gabros, dioritas, peridotitas y basaltos), los espeleotemas con ópalo amorfo son menos comunes.

Hasta el momento los muestreos realizados para la búsqueda de espeleotemas silíceos habían tenido lugar en medios sedimentarios en el interior de cavidades bien desarrolladas como: cuevas asociadas a planos de fractura o a campos bloques, tafoni y tubos volcánicos. Aunque los tipos de afloramientos idóneos para la localización de espeleotemas con ópalo

sean los referidos anteriormente, uno de los objetivos de este trabajo ha sido el de muestrear la zona del SW de España, en la que hasta ahora no se había buscado este tipo de formaciones y donde el sustrato rocoso está muy alterado siendo muy poco frecuentes los casos de afloramientos rocosos en superficie. Por ello, en algunas de las localidades de muestreo ha sido complicada la localización de cualquiera de los cuatro principales tipos de afloramientos y en su lugar, se ha tenido que buscar en otro tipo de farallones rocosos, que a veces cumplían escasamente con las condiciones propicias para la formación de espeleotemas con ópalo. Por el tipo de afloramientos, se hace necesario puntualizar que en el caso de las formaciones que aquí se describen, el prefijo “espeleo” no implica una forzosa relación con depósitos formados en cavidades cerradas, ya que han sido encontrados en una gran variedad de situaciones, tanto al descubierto como en zonas parcialmente protegidas. También en trabajos anteriores se realiza esta puntualización (Vidal Romaní, 1984) para otras zonas de estudio. De hecho, los afloramientos muestreados en este trabajo no corresponden en ningún caso a cavidades *sensu stricto*, sino que corresponden, en su mayor parte, con espacios situados en la parte inferior de bolos graníticos, donde el agua llega mediante infiltración a través de la roca, y en los que, a veces, pueden precipitar variadas formaciones de tipo espeleotémico. En algunas ocasiones, las muestras provienen de otros tipos de rocas ácidas, de origen volcánico o metamórfico, en las que los espeleotemas se desarrollan aprovechando el bandeado metamórfico, las superficies de estratificación de materiales volcanosedimentarios e incluso las pequeñas fisuras de la roca.

Aunque la formación de espeleotemas pueda tener lugar en diferentes ambientes siempre que haya disponibilidad de silicio, se ha supuesto que otros factores también debían de influir en ello y, por tanto, se han observado unas condiciones mínimas para la precipitación. Estas son relativas a la humedad, al pH, a la presencia de microorganismos y a la temperatura. De estos factores, hay dos que en este trabajo se consideran

fundamentales: la humedad y la colonización de los espeleotemas por parte de microorganismos. Es fundamental que sobre la roca en la que se desarrollan los espeleotemas exista un flujo lento de agua, que puede proceder directamente de la escorrentía superficial o de la infiltración a través de las discontinuidades abiertas en la propia roca. Este agua junto con la acción de los ácidos orgánicos metabólicamente producidos provocan la disolución de los minerales de cuarzo o de otros silicatos, iniciándose así el proceso de formación de los espeleotemas silíceos. El pH, sin embargo, es considerado en este trabajo como un factor menos influyente, porque si bien contribuye en la disolución del cuarzo, la aparición de este tipo de espeleotemas en diferentes litologías confirma que no es un elemento que pueda llegar a impedir el desarrollo de los mismos. En cuanto a la temperatura, ya en la bibliografía anterior se vislumbraba que tampoco era un factor que limitara el crecimiento de los espeleotemas silíceos (Vidal Romaní et al., 2010a) y en efecto, en este estudio se corrobora la independencia de la formación de estos depósitos y el clima, al elegir como área de estudio, una zona del suroeste de España, con un clima diferente al de las regiones hasta ahora seleccionadas, y que ha demostrado ser muy prometedora como lo demuestran los resultados obtenidos y que constituyen el objeto de esta tesis doctoral.

Bajo estas condiciones de precipitación, ocurren una serie de fenómenos que ordenados cronológicamente delimitan las fases de formación de los espeleotemas silíceos. Hasta el momento, los estudios realizados sobre estas formaciones habían usado, en el mejor de los casos, el microscopio electrónico de barrido (MEB), que ofrece grandes ventajas por el extraordinario grado de detalle con el que se pueden observar las muestras; sin embargo, tiene el inconveniente de que se pierde una parte valiosa de la información, que es el color. Así, algunos autores (Fernández et al., 2000; Vidal Romaní y Vaqueiro, 2007) habían determinado como fase inicial de la formación de los espeleotemas, la acumulación de clastos de ópalo, formados por rotura mecánica al deshidratarse el gel de sílice. En

este trabajo, por primera vez, se ha hecho una observación previa y general de las muestras, a través del estereomicroscopio para localizar los puntos de mayor interés para su examen posterior al MEB. Gracias a ello, se ha podido determinar, además, la naturaleza poliminerálica del núcleo inicial que conforma el espeleotema. El agua infiltrada a través de las rocas fluye a una velocidad muy baja a través del sistema fisural de las mismas, arrastrando toda clase de granos detríticos poliminerales, producto de la meteorización de las mismas. Estos granos terminan siendo depositados en las paredes, suelo o techo de la cavidad para formar acumulaciones detríticas de textura porosa (Vidal-Romaní et al., 2013).

Sobre estos espeleotemas primarios, formados en la primera fase, tiene lugar una segunda fase, en la que el espeleotema es colonizado por microorganismos, a la que sucederá una tercera, en la que estos últimos inducen la disolución y precipitación de la sílice. Estas dos fases, segunda y tercera, aunque inicialmente una desencadena la otra, posteriormente se retroalimentan en etapas sucesivas a lo largo del tiempo. Es decir, aunque los microorganismos son los que, en origen, propician la disolución de la sílice (Malinovskaya et al., 1990; Takao, 1965; Barker et al., 1997), cuando esta re-precipita como ópalo-A, también favorece a su vez para el desarrollo de estos seres vivos (Wainwright et al., 2003; Wainwright, 1997; Kuznestov, 1975). Además, cuando el agua contenida en el hidrogel de sílice se evapora produciendo la precipitación del ópalo, puede dejar sepultadas, y así fosilizadas, muchas formas de vida que pasarán a formar parte de la matriz sedimentaria del espeleotema. Todos estos factores justifican el nombre de bioespeleotemas (Vidal Romaní et al., 2010b; 2013) dado a este tipo de depósitos y con ello se explica el origen parcialmente biogenético de los mismos, pudiendo ser considerados como sistemas geobiológicos. En la cuarta y última fase, que no siempre se observa, se producen nuevas especies minerales autigénicas (triquitos), que a modo de penacho (Vidal-Romaní et al., 2013) y con un alto grado de idiomorfismo, precipitan en el extremo final de algunos de los espeleotemas.

Entre estos minerales, se ha de destacar que en las observaciones realizadas al MEB, durante esta investigación, no ha sido muy frecuente el hallazgo de triquitos y cuando esto ha ocurrido, las especies encontradas casi nunca han correspondido con las más habituales en anteriores trabajos, en los que el yeso es la forma predominante. Por el contrario, se han podido examinar ejemplares de calcita (CaCO_3) y de otro mineral, probablemente oxalato cálcico o plumboaragonito, cuya composición elemental, determinada mediante Rayos X Retrodispersados, es la formada por oxígeno, calcio y carbono fundamentalmente, aunque con una pequeña cantidad de plomo. Esta composición y su morfología, ambos presentan una simetría cristalina similar, han hecho plantear la disyuntiva, a la hora de su determinación, entre el oxalato cálcico (CaC_2O_4) y el plumboaragonito ($(\text{Ca,Pb})\text{CO}_3$). En la literatura revisada se han encontrado referencias (Ehrlich y Newman, 2009) al oxalato cálcico como compuesto formado en la descomposición de restos orgánicos por parte de bacterias, hongos y líquenes. Esta sustancia al igual que otros ácidos orgánicos es capaz de romper el cuarzo y la sílice, y puede observarse cristalizada en relación a hongos (Lapeyrie et al., 1987; Gadd, 2007). Sin embargo, el oxalato cálcico forma cristales casi idénticos a los encontrados en este estudio pero dentro del sistema tetragonal y los cristales observados pertenecen al sistema rómbico. Esta diferencia, junto con la pequeña cantidad de plomo que aparece en el análisis de rayos X, ha hecho pensar finalmente en que se trata de cristales de plumboaragonito, descartando así la posibilidad de un origen biosintético para estos minerales.

Otras dificultades, a las que esta investigación se ha tenido que enfrentar, son por ejemplo las relacionadas con la observación de unas acumulaciones de pequeñas esferas regulares de diferentes tamaños. Otros autores anteriores (Fernández et al., 2000) determinaron que este tipo de aglomerados podían ser causados por la precipitación directa de sílice amorfa a partir de microorganismos (bacterias) y a ellos se refirieron con el

nombre de oolitos de ópalo. Tras un examen bibliográfico relativo, por una parte, a recubrimientos de ópalo sobre bacterias y, por otra, a precipitados de ópalo inorgánico, en esta investigación se ha podido diferenciar entre dos tipos de esferas con morfologías similares: las que superan claramente al micrómetro, de las que además, algunas presentan morfologías propias de bacterias (Westall et al., 1995; Konhauser et al., 2001; Jones et al., 2004; Schinteie et al., 2007) y que en este trabajo han sido consideradas como tales; y las que tienen tamaños que varían desde los 100 nanómetros y el micrómetro, que finalmente se han conseguido identificar, gracias a la bibliografía consultada (Jones et al., 1964; Sanders, 1964; Segnit, 1970; Webb y Finlayson, 1987; Páez, 1991; Kröger et al., 1999; Konhauser et al., 2001; Smith et al., 2003; Cortés, 2005; Schinteie et al., 2007), como el modo natural de precipitar el ópalo amorfo, en forma de nanosferas y microsferas.

Otro aspecto fundamental como es la clasificación morfogenética de los espeleotemas, ha sido acometido desde este trabajo con la intención de integrar la mayor parte de los términos ya existentes para este tipo de formaciones (Vidal Romaní y Vilaplana, 1984; Vidal Romaní et al., 2003; 2010a; 2013; Vidal Romaní y Sanjurjo, 2005; Sanjurjo et al., 2006; 2007) e incluso tratando de hacer uso de términos ya existentes para otros tipos de espeleotemas (Hill y Forti, 1995; 1997). Como esquema básico de clasificación se ha usado el propuesto por Guimarães (1966) para espeleotemas calcíticos, en el que las formaciones se ordenan, de acuerdo con su génesis, en tres tipos de depósitos: por circulación de agua, por exudación o por estancamiento. Sobre esta distribución se han ido añadiendo todos los tipos de espeleotemas observados en las muestras y algunos de la literatura previa. En todo este proceso de clasificación se han evitado términos que tradicionalmente se han venido usando para este tipo de espeleotemas, como coraloides, champiñones o espeleotemas arriñonados (Aubrecht et al., 2008); por tratarse de expresiones que aluden a su morfología pero que obvian por completo su génesis.

Otra parte importante de esta tesis ha sido el extenso capítulo dedicado al estudio del microecosistema que habita y bioconstruye los espeleotemas silíceos. En él se han podido determinar organismos pertenecientes a los dominios Bacteria y Eucarya del actual sistema de clasificación de Woese (1990), basado en las relaciones filogenéticas. Algunos de estos organismos aparecen en la literatura previa, aunque su identificación no es del todo precisa. En trabajos recientes (Vidal Romaní et al., 2013) se presenta, por primera vez, un grupo de organismos muy frecuentes en estos medios, los colémbolos, y se llega a la identificación de algunas especies de amebas testáceas (González et al., 2013). Actualmente, gracias a esta investigación, se han clasificado, incluso a nivel de especie, la mayor parte de las amebas testáceas, diatomeas y colémbolos que aparecen en las muestras. Asimismo, se han identificado, hasta donde las características observables, al estereomicroscopio o al MEB lo han permitido, otro extenso grupo de organismos constituido por bacterias, cianobacterias, algas, hongos, líquenes y ácaros.

Todos estos organismos son autóctonos, es decir viven y se desarrollan sobre los espeleotemas, sin embargo, existen algunos elementos orgánicos, pólenes y fitolitos, que son productos de la actividad vital de otros seres vivos y que se encuentran sobre los espeleotemas porque han sido transportados hasta allí por la acción del viento o de las aguas superficiales. De ellos, el grupo de los pólenes ha podido ser determinado hasta la categoría taxonómica de especie. Además, existe otra clase de organismos que suelen utilizar este tipo de medios para la puesta de sus huevos, por esa razón se han identificado algunos huevos y escamas de lepidópteros, y cáscaras de huevos de gekónidos empezando a ser recubiertas por ópalo.

Durante el trabajo de identificación de estos restos orgánicos, han aparecido diversas dificultades entre las que podemos resaltar las relacionadas con unos grupos de cavidades, construidas por ácaros, unas junto a otras, a modo de celdas de panal, sobre espeleotemas primarios de textura arenosa, tipo flowstone con microgours y espeleotemas cilíndricos asociados. Estos nichos presentan una especie de tapadera con un reborde circundante protector elaborado mediante la mezcla de hilos de seda y granos de arena. Dentro de algunos de ellos se ha podido observar la presencia de mudas (ecdisis) de ácaros en diversos estadios o instar. Los ácaros de la familia Rhagidiidae pueden segregar hilos de seda, algo no muy frecuente en la mayoría de ellos, y hacer nidos en el suelo para sus mudas; sin embargo, los restos que aquí aparecen presentan una única uña por lo que se ha tenido que descartar esta opción, ya que los individuos pertenecientes a esta familia no cumplen con esta característica. En la búsqueda de otros tipos de ácaros que solo presenten una uña, y en bibliografía no muy reciente (Evans et al., 1961), se ha encontrado el género *Eutrombidium*, en el que algunas de sus especies cumplen con esta característica. Además, también es sabido que algunos organismos de este género pueden construir cavidades en el suelo para realizar la puesta o para llevar a cabo sus mudas. El desarrollo de determinados instar, en el ciclo de vida de algunas especies, tiene lugar en el interior del suelo. La hembra adulta pone sus huevos en oquedades y allí se desarrolla la prelarva, y posteriormente también lo harán dos de los estados ninfales, la deuteroninfa y la tritoninfa (Fig. 4.27) (Evans et al., 1961 y Evans, 1992). Aunque, lamentablemente, no ha sido posible determinar con más precisión estos ácaros, de llamativas nidadas, se ha de resaltar la importancia del hallazgo de estos nichos. Normalmente se pueden observar ácaros o restos de ellos sobre los espeleotemas, pero en este caso es la primera vez que se descubre que un tipo de organismos, de entre todos los que habitan este microecosistema (bacterias, amebas, algas, hongos, líquenes, colémbolos, etc.) construye una serie de receptáculos, horadando los propios espeleotemas. Hay pues una gran diferencia en

cómo se utiliza el espacio en estos depósitos silíceos, la mayor parte de ellos viven sobre la superficie, muchas veces aprovechando las pequeñas oquedades que esta ofrece; otros, como las amebas testáceas, desarrollan su vida moviéndose por la superficie del espeleotema, aprovechando el movimiento lento del agua, o enquistándose en épocas secas; y algunos ácaros, como los aquí descritos, pueden excavar nichos para completar sus ciclos vitales.

Otro tipo de dificultad hallada en el trabajo de identificación de especies ha sido la que concierne a la identificación de los colémbolos. En este caso, el mayor inconveniente ha residido en el mal estado de conservación de los especímenes encontrados, agravado por el proceso de desecación previa al que se han sometido las muestras para la observación de los espeleotemas al MEB. Sin embargo, aún contando con este grado de dificultad, se han podido determinar la familia y la especie más común en las muestras estudiadas. Este tipo de organismos, de características troglomorfas, no soportan bien la falta de humedad y de ahí que se refugien en medios cavernosos o bajo las rocas, en contacto con la humedad del suelo. Por ello, son unos de los seres típicos de los ecosistemas que se asientan sobre los espeleotemas silíceos.

Dentro de este mismo capítulo dedicado al microecosistema, también se ha conseguido, en primer lugar, agrupar a los organismos en tres grandes grupos, según su forma de obtener la energía (productores, consumidores y descomponedores) y en segundo lugar, establecer el tipo de relaciones que se configuran dentro del ecosistema, gracias a lo cual se ha podido diseñar un modelo de red trófica con los organismos que se desarrollan en los espeleotemas silíceos.

Es durante el diseño de la red trófica cuando surge la necesidad de establecer no solo la relación entre los diferentes organismos, sino también entre estos y el medio inorgánico que los sostiene, pero que a su

vez, estos bioconstruyen. Se establece así, de forma original, un ciclo local del silicio dentro de estos ambientes, que formará parte del ciclo global del silicio.

Para terminar, es importante resaltar que del estudio parcial de cada uno de estos aspectos por separado, pero tratado desde un punto de vista global, surgen determinadas propiedades emergentes como son la bioconstrucción de los espeleotemas, la red trófica o el ciclo biogeoquímico del silicio, que permiten considerar a este tipo de espeleotemas como sistemas geobiológicos. La originalidad de este enfoque puede ser considerada como la mayor contribución de esta tesis, al estudio de este tipo de formaciones, ya que es el primer trabajo global que pone de manifiesto la relación directa entre la vida microscópica y la formación de estos depósitos. La geobiología, por otra parte, permite establecer conexiones entre lo orgánico y lo puramente inorgánico, trasladándonos a un tipo de vida primigenia, probablemente muy estable a lo largo de la historia de la Tierra. Este tipo de ecosistemas rudimentarios y su relación con dos elementos básicos, agua y silicio, han llevado a plantear, hasta ahora solo a modo de hipótesis (Anexo I), la posibilidad de que más allá de nuestro planeta puedan existir ambientes similares, protegidos en cavidades, frente a la intensa radiación cósmica y solar.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

Tras el examen detallado de los espeleotemas silíceos, objeto de este estudio, durante su muestreo y posteriormente en el laboratorio mediante estereomicroscopio y microscopio electrónico de barrido, y después de un análisis bibliográfico exhaustivo, que ha permitido dar respuesta a multitud de observaciones e interrogantes sobre las muestras, se ha podido llegar a las siguientes conclusiones:

- El desarrollo de espeleotemas silíceos, aún siendo más común en granitos y granitoides, en general, podrá tener lugar en cualquier tipo de roca (sedimentaria, ígnea o metamórfica), siempre que esta contenga una elevada proporción de sílice disponible, siendo más frecuente cuanto más elevado sea el contenido en silicio de la roca original.
- Pese a que los medios sedimentarios tradicionalmente considerados en la literatura como ideales para el desarrollo de espeleotemas silíceos son las grandes cuevas, estos depósitos también pueden asociarse a cualquier tipo de fisura o hueco de dimensiones muy variadas. El único requisito esencial es su protección de la acción directa de la lluvia. Por ello, pueden depositarse en discontinuidades rocosas (fracturas y diaclasas), la base de bolos graníticos y tafoni; pero también, las superficies de esquistosidad, en materiales metamórficos y las de estratificación, en volcanosedimentarios
- Para que se produzca el depósito de espeleotemas silíceos es fundamental que exista, sobre la roca en la que estos se desarrollan, circulación de agua a muy baja velocidad (*trickles*), que puede proceder directamente de la escorrentía superficial o de la infiltración a través de las discontinuidades abiertas en el macizo rocoso.

- La capacidad de disolución del agua, bajo las condiciones físico-químicas en las que se producen los espeleotemas silíceos, no es suficiente para disolver la sílice contenida en los minerales de cuarzo u otros silicatos de la roca. Para ello, es imprescindible conjuntamente la acción biológica de los microorganismos que colonizan la cavidad.
- Los espeleotemas silíceos tienen un desarrollo parcialmente biogénico, ya que los microorganismos están ampliamente involucrados en su formación: de una parte, como responsables de la producción de los ácidos orgánicos; de otra, como productores del azufre, que unido al calcio, podrá acabar formando triquitos de yeso; y, por último, como formadores de una pequeña proporción de la matriz sedimentaria, cuando sus restos son sepultados por ópalo y pasan a formar parte de la estructura de estos depósitos. Esto justifica el que, en este trabajo, los espeleotemas silíceos sean considerados como sistemas geobiológicos y el uso del término “bioespeleotemas”.
- El clima no parece ser un factor determinante en la formación de espeleotemas silíceos, mientras en la roca exista una mínima proporción de humedad. Este estudio corrobora la independencia de la formación de estos depósitos y el clima, al elegir como área de estudio, una zona del suroeste de España, con un clima diferente al de las variadas regiones hasta ahora seleccionadas.
- Gracias al uso del estereomicroscopio se ha podido descubrir la naturaleza polimineral de los espeleotemas primarios, lo que permite rectificar la interpretación previa a esta Tesis Doctoral, de que las acumulaciones granulares que forman los espeleotemas están constituidas por clastos de ópalo amorfo, producidos durante la deshidratación del hidrogel de silicio.

- En la observación al MEB de las partículas que componen los espeleotemas silíceos, se ha podido diferenciar una textura granular formada por esferas de ópalo cuyas dimensiones varían desde 100 nanómetros (nanosferas) hasta el micrómetro (microesferas) y que constituyen el modo natural de precipitar el ópalo amorfo a partir de las microcoladas de hidrogel generadas durante las etapas de circulación de agua en el sistema pseudokárstico.
- Se ha constatado la existencia de una amplia variedad morfológica y dimensional de espeleotemas silíceos que se han clasificado en base a criterios morfogenéticos, evitando el uso de nomenclatura estrictamente morfológica. En este sentido, se ha hecho una primera estructuración en tres grandes grupos de espeleotemas producidos por: circulación, evaporación o estancamiento de agua.
- Dentro del grupo de espeleotemas formado por evaporación o exudación del agua, se distingue un tipo característico de depósitos, los falsos gours o antigours, de apariencia similar a los gours, pero que presentan contornos muy sinuosos y que se pueden asociar a cualquier parte de la cavidad (techo, pared o suelo), lo que demuestra que el factor gravedad no influye en su formación, quedando desplazado por otras tensiones menores: adherencia, capilaridad, etc.
- Lo mismo cabe deducir para el caso de otros espeleotemas de morfología cilíndrica, que crecen indistintamente en dirección gravitatoria y antigravitatoria relacionados con el movimiento capilar del agua y, nunca o excepcionalmente, con el proceso de goteo producido por la gravedad.

- El ecosistema que se establece en los espeleotemas silíceos está formado por microorganismos pertenecientes a los Dominios Bacteria y Eucarya del actual sistema de clasificación natural, basado en las relaciones filogenéticas, de Woese (1990). Entre ellos, cabe destacar la presencia de: bacterias, cianobacterias, amebas testáceas, diatomeas, hongos, líquenes, ácaros y colémbolos; además de restos orgánicos propios de la actividad vital de otros organismos tales como plantas (polen y fitolitos), lepidópteros (huevos y escamas) y gekónidos (huevos).
- A partir de conocimientos previamente descritos en la literatura, se ha conseguido agrupar a los organismos, que se desarrollan en los espeleotemas silíceos, en tres grandes grupos según su forma de obtener energía (productores, consumidores y descomponedores), a partir de los cuales, se han establecido el tipo de relaciones que se configuran entre ellos para finalmente diseñar un modelo de red trófica común.
- El silicio describe un recorrido en el que parte de los minerales de la roca es disuelto y forma un hidrogel, que podrá activar el crecimiento de algunos microorganismos o pasar a ser utilizado, por otros, para formar cubiertas protectoras. Después de la muerte de estos, el silicio contenido en algunas de sus estructuras, pasará a formar parte de los espeleotemas, quedando fosilizado por el ópalo. De esta forma, el silicio parte del sistema inorgánico para pasar al orgánico, y viceversa, conformando un ciclo biogeoquímico local, del ciclo global del silicio.
- Por las conexiones que se establecen entre lo orgánico y lo puramente inorgánico, consideramos los espeleotemas silíceos como sistemas geobiológicos en los que predomina un tipo de vida primigenia, probablemente muy estable a lo largo de la historia de la Tierra. Este tipo de ecosistemas rudimentarios y su

CONCLUSIONES

relación con dos elementos básicos, agua y silicio, abre una puerta a pensar en la posibilidad de que más allá de nuestro planeta puedan existir ambientes similares, protegidos en cavidades, frente a la intensa radiación cósmica y solar.

BIBLIOGRAFÍA

Adl, S.M., Simpson, A.G.B., Farmer, M.A., Andersen, R.A., Anderson, R.O., Barta, J.R., Bowser, S.S., Brugerolle, G., Fensome, R.A., Fredericq, S., James, T.Y., Karpov, S., Kugrens, P., Krug, J., Lane, C., Lewis, L.A., Lodge, J., Lynn, D.H., Mann, D., McCourt, R.M., Mendoza, L., Moestrup, O., Mozeley-Standridge, S.E., Nerad, T.A., Shearer, C., Spiegel, F., Taylor, M.F.J.R. (2005). The new higher level classification of eukaryotes with emphasis on the taxonomy of protists. *Journal of Eukaryotic Microbiology*. 52(5): 399–451.

Ahmadjian, V. (1993). The Lichen Symbiosis. *John Wiley & Sons*. New York. 266 pp.

Alexander, G.B., Heston, W.M., Iler, R.K. (1954). The solubility of amorphous silica in water. *J. Am. Chem. Soc.*, 75: 453-455.

Allen, T.F.H., Hoekstra, T.W. (1992). Towards a unified ecology. New York: *Columbia University Press*.

Álvarez-Blanco, I. (2008). *Análisis de calidad de las aguas de los ríos de la cuenca hidrográfica del Duero utilizando índices diatomológicos*. Tesis de licenciatura. Universidad de León, León, 146 pp.

Anderson C. A. (1930). Opal stalactites and stalagmites from a lava tube in northern California. *American Journal of Science*. Series 5. Vol. 20: 22-26.

Apalategui, O., Barranco, E., Contreras, F., Delgado, M., Roldán, F.J. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 917 Aracena. IGME.

Apalategui, O., Contreras, F., Eguiluz, L. (1990). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 918 Santa Olalla del Cala. ITGE.

Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990b). Structure of the Ossa Morena Zone. En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, 280-291.

Archela, E., (2005). *Geologia de cavernas*. (Curso de curta duração ministrado/Extensão). Universidade Estadual de Londrina.

Aubrecht, R., Brewer-Carías, C., Šmída, B., Audy, M., Kováčik, L., (2008). Anatomy of biologically mediated opal speleothems in the World's largest sandstone cave: Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela. *Sedimentary Geology*. Vol. 203 (3–4): 181–195.

Avakyan, Z.A., Pivovarov, T.A., Karavaiko, G.I. (1986). Properties of a new species, *Bacillus mucilaginosus*. *Mikrobiologiya*, 55. pp. 369–374.

Baas-Becking, L.G.M. (1934). *Geobiologie of inleiding tot de milieukunde Diligentia Wetensch*, Serie 18/19. Van Stockum's Gravenhange, 263 pp.

Bamforth, S.S. (1997). Protozoa: Recyclers and Indicators of Agroecosystem Quality. Pages 63-84 in G. Benckiser, editor. *Fauna in Soil Ecosystems*. Marcel Dekker, Inc., New York.

Bandfield, J.L., Hamilton, W.E., Christensen, P.R., McSween, H.Y. (2004). Identification of quartzfeldspathic materials on Mars. *J. Geophys Res.*, 109, E10009, doi: 10.1029/2004JE002290.

Banfield, J.F., Barker, W.W., Welch, S.A., Taunton, A. (1999). Biological impact on mineral dissolution: Application of the lichen model to understanding mineral weathering in the rhizosphere. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 96: 3404-3411.

Banfield, J.F., Nealson, K.H. (eds.) (1997). *Geomicrobiology: Interactions between Microbes and Minerals*. Mineralogical Society of America, Washington, DC. *Reviews in Mineralogy*, vol. 35. 448 pp.

Bard, J.P. (1969). *Le métamorphisme regional progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique*. Thèse Doct., Univ. Montpellier, 398 pp.

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., Nelson, K.H. eds.). Washington: *Mineralogical Society of America*. 391-428.

Barton, H.A., Spear, J.R., Pace, N.R. (2001). Microbial Life in the Underworld: Biogenicity in Secondary Mineral Formations. *Geomicrobiology Journal*, 18: 359–368. DOI: 10.1080/01490450152467840.

Basile-Doelsch, I., Meunier, J. D., Parron, C. (2005). Another continental pool in the terrestrial silicon cycle. *Nature* 433: 399-402.

Bennett PC, Melcer ME, Siegel DI, Hassett JP. (1988). The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1521–1530.

Bennett, P. (1991). Quartz dissolution in organic-rich aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 55: 1781-1797.

Bidle, K.D., Azam, F. (1999). Accelerated dissolution of diatom silica by natural marine bacterial assemblages. *Nature* 397: 508–512.

Bishop, J.L., Loizeau, D., McKeown, N.K., Saper, L., Dyar, M.D., Marais, D.D., Parente, M., Murchie, S.L. (2013). What the Ancient Phyllosilicates at

Mawrth Vallis can tell us about Possible Habitability on Early Mars. *Planetary and Space Science*, en prensa.

Bittar, I., Edward, E. (1997). *Medical Microbiology*. JAI Press. London. 710 pp.

Blanco, S., Álvarez, I., Cejudo, C., Arroyo, P. (2011). *Guía de las diatomeas de la Cuenca del Duero*. Confederación hidrográfica del Duero. Valladolid.

Brady, P. V., Walther, J. V. (1990). Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. *Chem. Geol.*, Vol. 82 (3/4), pp.253-264.

Bustillo, M.A., Aparicio, A., Carvalho, M.R. (2010). Estromatolitos Silíceos en Espeleotemas de la Cueva de Branca Opala (Isla de Terceira, Azores). *Revista de la sociedad española de mineralogía, Macla*. no. 13: 51-52.

Caldcleugh, A. (1826) On the geology of Rio de Janeiro. *Transactions of the Geological Society of London*, 2-2, 69-72.

Capinera, J.L. (2008). *Encyclopedia of Entomology*, 2^a ed. Springer, Dordrecht, The Netherlands. 4346 pp.

Carr, M.H., Head, J.W. (2010). Geologic History of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*. 294: 185–203. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.042.

Carrington da Costa (1950). Noticia sobre una carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal*, Lisboa. 1-27.

Cash, J., Wailes, A.H. Hopkinson, J. (1915). *The British freshwater rhizopoda and heliozoan*. Vol. III. Rhizopoda, part III. Royal Society of London. 156 pp.

Chabert, C., Courbon, P. (1997). *Atlas des cavités non calcaires du Monde*. Union Inter. Spéléol., 109 pp.

Chacón, J. (1982). El límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 163-181.

Chacón, J., Delgado-Quesada, M., Garrote, A. (1974). Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.* t 85-86: 713-717.

Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A., Oliveira, J.T. (1983). *La estructura de la Zona Ossa-Morena*. En: Libro Jubilar J.M.Rios, IGME, 490-504.

Chaparro de Valencia, M., Aguirre, J. (2002). *Hongos liquenizados*. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 220 pp.

Chevrier, V.F., Rivera-Valentin, E.G. (2012). Formation of recurring slope lineae by liquid brines on present-day Mars. *Geophysical Research Letters*. Vol 39 (21). DOI: 10.1029/2012GL054119.

Chiappino, M.L., Volcani, B.E. (1977). Studies on the biochemistry and fine structure of silica shell formation in diatoms VII. Sequential cell wall development in the pennate *Navicula pelliculosa*. *Protoplasma* 93: 205-221.

Chinery, M. (1974). A Field Guide to the Insects of Britain and Northern Europe. *William Collins Sons & Co. Ltd.* Londres. 352 pp.

Chisholm, S.W., Azam, F., Eppley, R.W. (1978). Silicic acid incorporation in marine diatoms on light: dark cycles: use as an assay for phased cell division. *Limnol. Oceanogr.* 23: 518-529.

Clarke, J. (2003). The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth Science Reviews*. Vol. 60. (3-4): 175-194.

Clarke, K.J. (2003). *Guide to the Identification of Soil Protozoa. Testate Amoebae*. Freshwater Biological Association. Ambleside. 40 pp.

Cortés, C.A. (2005). *Caracterización de ópalos naturales, reproducción del fenómeno de opalescencia a partir del proceso Sol-Gel y diseño de un sistema de medición de opalescencia*. Instituto Politécnico Nacional de México. 115 pp.

Creighton, J.K. (1894). On the occurrence of pigotite in the caves near Porthcurnow, St. Levan, Cornwall. *The Geological Magazine*. Decade IV. Vol. 1. No. V.

Curtis, H., Barnes, N.S. (1993). *Biología*. Editorial Médica Panamericana. Colombia. 1199 pp.

Dajoz, R. (2001). *Entomología Forestal: los insectos y el bosque*. Mundi-Prensa. 548 pp.

Darbyshire, J. F., editor. 1994. *Soil Protozoa*. CAB International, Wallingford.

Davidson, A.T. (1998). The impact of UVB radiation on marine plankton. *Mutat. Res.* 422: 119-129.

Delgado Quesada, M., Liñán, E., Pascual, E., Chacón, J. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stvdia. Geol. Salmant.*, 12, 75-90.

Demidov, N.E., Boynton, W.V., Gilichinsky, D.A., Zuber, M.T., Kozyrev, A.S., Litvak, M.L., Mitrofanov, I.G., Sanin, A.B., Saunders, R.S., Smith, D.E., Tretyakov, V.I., Hamara, D. (2008). Water distribution in Martian permafrost regions from joint analysis of HEND (Mars Odyssey) and MOLA (Mars Global Surveyor) data. *Astronomy Letters* 34: 713-723.

Deubel, A., Merbach, W. (2005). Influence of microorganisms on phosphorus bioavailability in soils. In: *Buscot, F., Varma, A. (Eds.), Microorganisms in Soils: Roles in Genesis and Functions*. Springer-Verlag, Berlin.

Eguiliz, L., Fernández, J., Garrote, A. (1983). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 897 Monesterio. ITGE.

Ehrlich, H.L., Newman DK. (2009). *Geomicrobiology*, 5th ed. *CRC Press. Taylor and Francis*. New York. 606 pp.

Erdtman, G. (1945). Pollen morphology and plant taxonomy. III. Morina L. with an addition on pollen morphological terminology. *Svensk. Bot. Tidskr.* 39:187-191.

Evans, G.O. (1992). *Principles of Acarology*. C.A.B. International. Wallingford, 563 pp.

Evans, G.O., Sheals, J.G., McFarlane, D. 1961. The terrestrial acari of the British Isles. Vol. 1. London: *Trustees of the British Museum*.

Fernández Verdía, M.A., Sanjurjo Sánchez, J., Vidal Romaní, J.R. (2000). Génesis de espeleotemas de ópalo a en sistemas cársticos desarrollados en rocas ácidas. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Vol. 25. 353-356.

Fernández-Remolar, D.C., Prieto-Ballesteros, O., Rodríguez, N., Gómez, F., Amils, R., Gómez-Elvira, J., Stoker, C.R. (2008). Underground Habitats in the Río Tinto Basin: A Model for Subsurface Life Habitats on Mars.

Foley, C.N., Economou, T.E. Clayton, R.N., Dietrich, W. (2003). Calibration of the Mars Pathfinder alpha proton X-ray spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 108, 8095, doi:10.1029/2002JE002018, E12.

Friedmann, E.I., Ocampo, R. (1976). Endolithic Blue-Green Algae in the Dray Valleys: Primary Producers in the Antarctic Desert Ecosystem. *Science*. Vol. 193: 1247-1249.

Gadd, G.M. (2007). Geomycology: biogeochemical transformations of rocks, minerals, metals and radionuclides by fungi, bioweathering and bioremediation. *Mycological Research*. Vol. 111 (1): 349. DOI: 10.1016/j.mycres.2006.12.001

García de Figuerola, L.C., Franco, P. (1975). Las formaciones infraordovícicas y el borde de las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca). *Estud. Geolog.* V. XXXI. pp. 487-500.

García-Guinea, J., Millán Chagoyen, A., Nickel, E. H. (1995). A re-investigation of bolivarite and evansite. *The Canadian Mineralogist*, 33, 59-65.

García, J.M., Amorós, J.L. (1978). Crecimiento de cristales en geles. I Técnica. *Estudios Geológicos*, 34, 161-166.

García, J.M., López Acevedo, V., Tavira, P. (1981). Crecimiento de triquitos sobre gel de sílice. I. Aplicación al BrK. *Estudios Geológicos*, 37, 3-8.

García, J.M., Miguez, F. (1982). Condiciones de formación del primer precipitado en la técnica del gel de sílice. *Estudios Geológicos*, 38, 3-14.

Genty, D., Quinie, Y. (1996). Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites – Importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66 (1). 275-288.

Ghiradella, H. (2010). Insect Cuticular Surface Modifications. Scales and Other Structural Formations. En *Advances in Insect Physiology*. USA. 38: 135-180.

Giraldo, M. A., Stavenga, D. G. (2008). Wing coloration and pigment gradients in scales of pierid butterflies. *Arthropod Struct. Dev.* 37, 118–128.

González, L. A., Gómez, R. (2002) High resolution speleothem paleoclimatology of Northern Venezuela: a progress report. *Boletín Sociedad Venezolana de Espeleología* , 36 : 27-29.

González López, L., Vidal-Romaní, J.R., López-Galindo, M.J., Vaqueiro Rodríguez, M., Sanjurjo Sánchez J. (2013). First data on testate amoebae in speleothems of caves in igneous rocks. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 37.

González, F., Moreno, C., López, M.J., Dino, R., Antonioli, L. (2004). Palinoestratigrafía del Grupo Pizarroso-Cuarcítico del Sector más oriental de la Faja Pirítica Ibérica, SO de España. *Revista Española de Micropaleontología*, 36(2), 279-304.

Gordon, R., Drum, R.W. (1994). The chemical basis for diatom morphogenesis. *Int. Rev. Cytol.* 150, 243-372, 421-422.

Graham, L., Wilcox, W. (2000). *Algae*. Prentice-Hall Inc. USA. 640 pp.

Granados, R., Villaverde, M.C. (2003). Microbiología. Tomo 1. *Paraninfo S.A.* Madrid.

Guimarães, J.E.P. (1966). Grutas Calcárias. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, São Paulo, n. 47, p. 9-70.

Habte, M., Barrion, M. (1984). Interaction of Rhizobium sp. With toxin producing fungus in culture medium and in a tropical soil. *Appl. Environ. Microbiol.* 47: 1080-1083.

Hathaway, J.J.M., Sinsabaugh, R.L., Dapkevicius, M.L.N.E., Northup, D.E. (2013). Diversity of Ammonia Oxidation (amoA) and Nitrogen Fixation (nifH) Genes in Lava Caves of Terceira, Azores, Portugal. *Geomicrobiology Journal*, DOI:10.1080/01490451.2012.752424.

Heal, O.W. 1962. The Abundance and micro-distribution of testate amoebae (Rhizopoda: Testacea). En *Sphagnum. Oikos* 13: 35-47.

Heal, O.W. 1963. Soil fungi as food for amoebae. En "Soil Organisms". *J.Doeksen, van der Drift*. Amsterdam p. 289-297

Heijnen, C.E., Hok-A-Hin, C.H., Van Veen, J.A. (1992). Improvements to the use of bentonite clay as a protective agent, increasing survival levels of bacteria introduced into soil. *Soil Biol. Biochem.* 24:533–538.

Heinen W. (1965). Time-dependent distribution of silicon in intact cells and cell-free extracts of *Proteus mirabilis* as a model of bacterial silicon transport. *Arch Biochem Biophys* 110:137–149.

Heinen W. (1968). The distribution and some properties of accumulated silicate in cell-free bacterial extracts. *Acta Bot Neerl* 17:105–113.

Hill, C. A., Forti, P. (1995) – The classification of cave minerals and speleothems. *International Journal of Speleology*, 24(1-4): 77-82.

Hill, C.A. (1987). Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains: New Mexico *Bur. Miner Mineral Res. Mem.* ,n. 117, 150 pp.

Hill, C.A., Forti, P. (1997). *Cave Minerals of the World*. 2nd Edition. National Speleological Society. Huntsville. Alabama. 463 pp.

Hoffman, N. (2001). Modern geothermal gradients on Mars and implications for subsurface liquids. *Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*. Abstract 7044.

Holzappel, L. (1951). Siliziumverbindung in biologischen Systemen. Organ. Kieselsäureverbindungen. XX. Mitteilung. *Z Elektrochem* 55: 577–580.

Hopkin, S.P. (1997). Biology of the Springtails (Insecta: Collembola). *Oxford University Press*. p.1-330.

Insúa, M., et al. (2005). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 753 Miajadas. IGME.

Iraola, V. (2001). Introducción a los Ácaros (II): Hábitats e importancia para el hombre. *Aracnet 7- Bol. S.E.A.*, nº 28: 141-146.

ITGE (1999). Mapa Geológico de España 1:25.000. Hoja nº 938-IV Nerva.

Iturrondobeitia, J.C. (2004). Ácaros. En: Barrientos, J.A. (ed.). Curso Práctico de Entomología. *Universitat Autònoma de Barcelona. Servei de Publicacions*. 947 pp.

Jerolmack, D.J. (2013). Pebbles on Mars. *Science*. 340: 1055-1056. DOI: 10.1126/science.1239343.

John, D.M., Whitton, B.A., Brook, A.J. (ed.) (2002). The freshwater algal flora of the British Isles: an identification guide to freshwater and terrestrial algae. *Cambridge University Press*. 702 pp.

Johnston, J.F.W. (1840). On the constitution of Pigotite and on the Mudesous and Mudesic acids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 4, 1837-1843, pp. 239-241.

Jones, B., Konhauser, K.O., Renaut, R.W., Wheeler, R.S. (2004). Microbial silicification in Iodine Pool, Waimangu geothermal area, North Island, New Zealand: implications for recognition and identification of ancient silicified microbes. *Journal of the Geological Society*. vol.161: 983-993. DOI: 10.1144/0016-764903-172.

Jones, J.B., Sanders, J.V., Segnit, E.R. (1964). Structure of Opal. *Nature*. 204, 990-991.

Jordana, R. (2012). Synopses on Palearctic Collembola. Capbryinae & Entomobryini. *Soil Organisms*. Vol. 84 (1). 390pp.

Jordana, R., Arbea, J., Simón, C., Luciañez, M.J. (1997). Collembola, Poduromorpha. En: *Fauna Ibérica, vol. 8. Ramos, M.A. (Eds.)*. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. Madrid. 807 pp.

Julivert, M., Fontbote, J.M.; Ribeiro, A. y Nabais Conde, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME. 1:1.000.000. Memoria Explicativa, 113 pp.

Kelly, M., Haworth, E. (2002). Phylum Bacillariophyta. En D.M. John, B.A. Whitton, A.J. Brook, *The Freshwater Algal Flora of the British Isles (273-277)*. Cambridge University Press.

Knoll, A.H., Canfield, D.E., Konhauser, K.O. (2012). What is Geobiology?. En: *Knoll, A.H., Canfield, D.E., Konhauser, K.O. (Eds). Fundamentals of Geobiology*, 1st Ed., Blackwell Publishing Ltd. 443 pp.

Konhauser, K.O., Ferris, F.G., (1996). Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermal waters, Iceland: implications for Precambrian iron formations. *Geology*, 24: 323-326.

Konhauser, K.O., Phoenix, V.R., Bottrell, S.H., Adams, D.G. (2001). Microbial-silica interactions in Icelandic hot spring sinter: possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites. *Sedimentology*, 48: 415-433.

Kooistra, W.H.C.F., Medlin, L.K. (1996). Evolution of the Diatoms (Bacillariophyta). *Molecular Phylogenetics and Evolution*. Vol 6 (3): 391-407.

Krantz, G.W. (1986). A Manual of Acarology. Segunda Edición. *Oregon State University Bookstores, Corvallis*. 509 pp.

Krauskopf, K.B. (1967). Introduction to Geochemistry. *McGraw-Hill*, New York, 721 pp.

Kröger, N., Deutzmann, R., Sumper, M. (1999) Polycationic peptides from diatom biosilica that direct silica nanosphere formation. *Science*, 286: 1129-1132.

Krumbein, W.E., Werner, D. (1983). The Microbial silica cycle, in *Krumbein, W.E., ed., Microbial Geochemistry*: Oxford, U.K., Blackwell, p. 125–157.

Kucerova, Z., Stejskal, V. (2009). Morphological diagnosis of eggs of stored-products mites. *Exp. Appl. Acarol.* 49:173-183.

Kuznetsov, S.I. (1975). The role of microorganisms in the formation of lake bottom deposits and their diagenesis. *Soil Science*. 119 (1): 81-88.

Lacap, D.C., Warren-Rhodes, K.A., McKay, C.P., Pointing, S.B. (2011). Cyanobacteria and chloroflexi-dominated hypolithic colonization of quartz

at the hyper-arid core of the Atacama Desert, Chile. *Extremophiles*. 15: 31–38. DOI 10.1007/s00792-010-0334-3.

Lapeyrie, F., Chilvers, G.A., Bhem, C.A. (1987). Oxalic acid synthesis by the mycorrhizal fungus *Paxillus involutus*. *New Phytol.* 106: 139-146.

Lau, M.C.Y., Aitchison, J.C., Pointing, S.B. (2007). Early colonization of thermal niches in a silica-depositing hot spring in central Tibet. *Geobiology*. 6: 136-146.

Leal, W.S., Kuwahara, Y., Suzuki, T. (1989) β -Acaradial, the sex pheromone of the acarid mite *Caloglyphus polyphyllae*. Pheromone study of acarid mites XXI. *Naturwissenschaften* 76, 332-333.

Lee, R.E. (1999). Phycology. 3rd Edition. *Cambridge University Press*. United Kingdom. 614 pp.

Lewin, J. C. (1961) The dissolution of silica from diatom walls. *Geochim. Cosmochim. Acta* 21: 182-198.

Lovelock, J. (1979) Gaia: A New Look at Life on Earth. *Oxford University Press*, Oxford, 157 pp.

Lundberg, L.; Brewer-Carias, C. McFarlane D.A. (2010) Preliminary results from U–Th dating of glacial–interglacial deposition cycles in a silica speleothem from Venezuela. *Quaternary Research* 74, 113–120.

Macías, F., Guitián, F., García, E. & Vidal Romaní, J. R. (1979) Componentes no cristalinos y cristalinos (gibbsita y caolinita) en los productos de neoformación de rocas graníticas de Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 56-67.

Malinovskaya, I.M., Kosenko, L.V., Vostelko, S.K., Podgorskii, V.S. (1990). Role of *Bacillus mucilaginosus* polysaccharide in degradation of silicate minerals. *Mikrobiologiya*. 59: 49-55.

Maltsev, V.A. (1997). Once more on stalactites with “internal” and “external” feeding. *Proc. Univ. Bristol Spel. Soc.*, 1998, 21(2), 149-158.

Martín Cardoso, G., Parga Pondal, I. (1935). Hallazgo de la eosforita en el Son (Coruña). *Las Ciencias*, t.II, 849-850.

Martin-Jézéquel, V., Hildebrand, M., Brzezinski, M.A. (2000). Silicon metabolism in diatoms: implications for growth. *J. Phycol.* 36: 821-840.

McEwen, A.S., Ojha, L., Dundas, C.M., Mattson, S.S., Byrne, S., Wray, J.J., Cull, S.C., Murchie, S.L., Thomas, N., Gulick, V.C. (2011). *Science*. Vol. 333 no. 6043: 740-743. DOI: 10.1126/science.1204816.

McKay, C. (2007). Imre Friedmann. *Astrobiology*. Vol. 7 (5): iii. DOI: 10.1089/ast.2007.0611.

McLennan, S.M. (2003). Sedimentary silica on Mars. *Geological Society of America. Geology*. Vol. 31 (4): 315-318.

McSween, H.Y., Grove, T.L., Wyatt, M.B. (2003). Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108, no. E12, 5135: 1-19. doi:10.1029/2003JE002175.

Meisterfeld, R. (1987). Die Bedeutung der Protozoen im Kohlenstoffhaushalt eines Kalkbuchenwaldes (Zur Funktion der Fauna in einem Mullbuchenwald 3). *Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie* XVII: 221-227.

Migon´ P. (2006). Granite Landscapes of the World. *University Oxford Press*, Oxford, 384 pp.

Milliken, R.E., Grotzinger, J.P., Thomson, B.J. (2010). Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L04201, doi: 10.1029/2009GL041870.

Milliken, R.E., Swayze, G.A., Arvidson, R.E, Bishop, J.L., Clark, R.N., Ehlmann, B.L., Green, R.O., Grotzinger, J., Morris, R.V., Murchie, S.L., Mustard, J.F., Weitz, C.M. (2008). Opaline Silica in Young Deposits on Mars. *Geology*, 36, 847-850; doi: 10.1130/G24967A.1.

Mitchell, E. (2003) The identification of *Nebela* and similar species with indications on their ecology and distribution.

Molero-Baltanás, R., Gaju-Ricart, M., Bach, C. (2004). Hexápodos no insectos, microcorifios y zigentomados. En: *Barrientos, J.A. (ed.). Curso Práctico de Entomología*. Universitat Autònoma de Barcelona. Servei de Publicacions. 947 pp.

Murley, M.R. (1951). Seeds of the Cruciferae of Northeastern North America. *American Mid. Nat.*, 46: 1–81.

Navarro, D., Ramírez, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 938 Nerva. IGME.

Navarro, L., Barea, P. (1921). La bolivarita, nueva especie mineral. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 21: 326-328.

Northup, D.E., Hathaway, J.J.M., Snider, J.R., Moya, M., García, M.G., Dapkevicius, E., Gabriel, C.R., Stone, F.D., Spilde, M.N., Boston, P.J. (2013).

Life in Earth's Lava Caves: Implications for Life Detection on Other Planets. En: Life on Earth and other Planetary Bodies. *Springer*, pp.459-484.

Northup, D.E., Melim, L.A., Spilde, M.N., Hathaway, J.J.M., Garcia, M.G., Moya, M., Stone, F.D., Boston, P.J., Dapkevicius, M.L.N.E., Riquelme, C. (2011). Lava Cave Microbial Communities within Mats and Secondary Mineral Deposits: Implications for Life Detection on Other Planets. *Astrobiology*. 11 (7): 1-18. DOI: 10.1089/ast.2010.0562.

Norton, R.A., Bonamo, P.M., Grierson, J.D., Shear, W.A. (1988). Oribatid mite fossils from a terrestrial Devonian deposit near Gilboa, New York. *Journal of Paleontology* 62: 259-269.

Núñez Jiménez (1970). Contribución al estudio de las tremagmitas o "estalagmitas" huecas. *Serie Espel. y Carsol.*, n. 20, 1-29.

Odum HT, Odum EC. 2000. Modeling for all scales: an introduction to system simulation. San Diego (CA): *Academic Press*.

Ogden, C.G. (1981). Observations of clonal culture of Euglyphidae (Rhizopoda, Protozoa). *British Museum (Natural History). Zoology* 41(4):137-151. London.

Ogden, C.G., Hedley, R.H. (1980). An Atlas of Freshwater Testate Amoebae. *British Museum (Natural History)*. London.

Okita, T.W., Volcani, B.E. (1980). Role of silicon in diatom metabolism. X. Polypeptide labelling patterns during the cell cycle, silicate-starvation and recovery in *Cylindrotheca fusiformis*. *Expl. Cell. Res.* 125: 471-481.

Olías Álvarez, M. [et al.] (2008). *Geología de Huelva: lugares de interés geológico*. Universidad de Huelva.

Páez, C.I. (1991). *Síntesis y caracterización de gel de sílice para cromatografía*. Universidad Autónoma de Nuevo León. Dirección General de Bibliotecas. 79 pp.

Palacios J.G. (2000). Los colémbolos en los ecosistemas mexicanos. CONABIO. *Biodiversitas* 29: 12-15.

Parga Pondal, I., Matte, Ph., Capdevila, R. (1964). Introduction à la géologie de "l'Olló de Sapo", formation porphyroïde antésilurienne du nordouest de l'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76: 119-154.

Pearsall, D., Piperno, D. (1993). Current Research in Phytolith Analysis, Vol. 10. MASCA. University of Pennsylvania- 216 pp.

Pérez-Íñigo, C. (1993). Acari, Oribatei, Poronota. *En: M. A. Ramos et al. (eds.). Fauna Ibérica*, vol.3. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Madrid. 320 pp.

Perry, R.S., Gorbushina, A., Engel, M.H., Kolb, V.M., Krumbein, W.E., Staley, J.T. (2004). Accumulation and deposition of inorganic and organic compounds by microcolonial fungi. Third European Workshop on Exo/Astrobiology, Mars: the Search for life, *ESA Publications SP-545*, Netherlands, 55-58.

Perry, R.S., Lynne, B.Y., Sephton, M.A., Kolb, V.M., Perry C.C., Staley, J.T. (2006). Baking black opal in the desert sun: the importance of silica in desert varnish. *Geology*, v. 34, p. 537-540.

Philippot, L., Germon, J.C. (2005). Contribution of bacteria to initial input and cycling of nitrogen in soils. *Buscot, F., Varma, A. (Eds.), Microorganisms in soil: Roles in Genesis and Function*. Springer, Berlin, pp. 159-172.

Phoenix, V.R., Adams, D.G., Konhauser, K.O. (2000). Cyanobacterial viability during hydrothermal biomineralization. *Chemical Geology*, 169: 329–338.

Pickett, S.T.A. y Cadenasso, M.L. (2002). The Ecosystem as a Multidimensional Concept: Meaning, Model, and Metaphor. *Ecosystems*. 5:1-10.

Piperno, D. (2006) Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists. *Altamira Press*. Oxford.

Porter, S.M., Meisterfeld, R., Knoll, A.H. (2003). Vase-shaped microfossils from the neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern testate amoebae. *J. Paleont.*, 77(3), 409-429.

Punt, W., Hoen, P.P. (2009). The Northwest European Pollen Flora, 70: Asteraceae — Asteroideae. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 157 (1–2): 22-183.

Quesada, C. (1983). El Carbonífero de Sierra Morena. *En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez, ed.)* IGME, p. 243-278.

Ramírez, J., Castelló, R., Armengot, J. (1973). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 923 Córdoba. IGME.

Ramírez, S., Zárate, V., García, M.E.G., Torre, V., Israde, A., Meulenert Peña, A.R. (2007). Disolución de sílice biogénica em sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de calidad del água. *Gnosis*, 5:1-19.

Richardson, P.W., Bleacher, J.E., Glaze, L.S., Baloga, S.M. (2009). The relationship between lava fans and tubes on Olympus Mons in the Tharsis Region, Mars. *40th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract 1527.

Rivas-Martínez, S., Penas, A., Díaz, T. (2004). *Bioclimatic Map of Europe*. Servicio Cartográfico. Universidad de León. España.

Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G. (2000). *The Diatoms: Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge University Press. UK. 747 pp.

Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Composition of the Continental Crust. In *The Crust* (ed. R. L. Rudnick) volume 3, pp. 1–64. *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland y K. K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.

Saavedra J., Sánchez, M. (1981). Origen de niveles continentales silicificados con alunita en el Pre-Luteciense de Salamanca, España. *Clay Min.*, 16.

Salman, K. (2002). *Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico)*. Ph-D Thesis. Universidad de Granada: 232 p.

Salman, K. (2004). The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa-Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *Journal of Iberian Geology* 30: 119-132.

Sánchez Carretero, R, Eguíluz, E., Pascual, M., Carracedo, M. (1990). Igneous Rocks of the Ossa-Morena Zone. Part V. *Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds) Pre-Mesozoic Geology of Iberia: 292-313.*

Sánchez Jiménez, N. (2003). *Estructura Gravimétrica y Magnética de la Corteza del Suroeste Peninsular (Zona Surportuguesa y Zona de Ossa-Morena)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 243 p.

Sanders, J.V. (1964). Colour of precious opal. *Nature*. 204, 1151-1153.

Sangster, A.G., Johnson, M.J. (1992). Silica Deposition in Subterranean Organs *EM Phytoliths Systematics Emerging Issues*. Ed. Rapp G., Mulholland J.R. et S.C. Plenum Press, New York, 239-251.

Sanjurjo, J., Fernández Mosquera, D., Vidal Romaní, J.R. (2006). Procesos de disolución en ambientes pseudocársticos graníticos. *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. 773-784.

Sanjurjo, J., Vidal Romaní, J.R. (2011). Luminiscence Dating of Pseudokarst Speleothems: a First Approach. *Spectroscopy Letters*, 44: 543-548. DOI: 10.1080/00387010.2011.610422.

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

Sarrionandia, F., Carracedo, M., Eguiluz, L., Apalategui, O. (2004). Potencial ornamental del plutón de Sierra Bermeja (Badajoz): Evaluación de su canterabilidad. *Geogaceta* 35. 103-106.

Schermerhorn, L.J.G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Minero*, 82: 239 - 268.

Schönborn, W., (1965). Untersuchungen über die Zoochlorellen-Symbiose der Hochmoor-Testaceen. *Limnologica* 3: 173–176.

Schönborn, W., 1968. Vergleich der zönotischen Größen, der Verteilungsmuster und der Anpassungsstandards der Testaceen-Taxocönos in der Biotopreihe vom Aufwuchs bis zum Erdboden. *Limnologica* 6: 1-22.

Schönborn, W., Petz, W., Wanner, M., Foissner, W. (1987). Observations on the Morphology and Ecology of the Soil-Inhabiting Testate Amoeba *Schoenbornia humicola* (Schönborn, 1964) Decloitre, 1964 (Protozoa, Rhizopoda). *Archiv für Protistenkunde*. Vol.134 (4). 315-330.

Schroeter, D. (2001). *Structure and function of the decomposer food webs of forests along a European North-South-transect with special focus on Testate Amoebae (Protozoa)*. PhD-thesis, Department of Animal Ecology, University Giessen.

Scott, C., Fletcher, R.L., Bremer, G.B. (1996). Observations on the mechanisms of attachment of some marine fouling-green algae. *Biofouling* 10 (1-3): 161-176.

Seastedt, T.R. (1984). The role of microarthropods in decomposition and mineralization processes. *Annual Review of Entomology* 29, 25-46.

Segnit, E.R., Anderson, C.A., Jones, J.B. (1970). A Scanning Microscope Study of the Morphology of Opal. *Search*. 1 (6). 349-351.

Slobodkin L.B. (1960). Ecological energy relationships at the population level. *Am. Nat.* 94: 213–36.

Smith, B.Y., Turner, S.J., Rodgers, K.A. (2003). Opal-A and associated microbes from Wairakei, New Zealand: the first 300 days. *Mineralogical Magazine*. Vol. 67(3): 563–579.

Squyres, S. W., Grotzinger, J.P., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Calvin, W., Christensen, P.R., Clark, B.C., Crisp, J.A., Farrand, W.H., Herkenhoff, K.E., Johnson, J.R., Klingelhöfer, G., Knoll, A.H., McLennan, S.M., McSween, H.Y., Morris, R.V., Rice, J.W., Rieder, R., Soderblom, L.A. (2004). In Situ Evidence

for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars. *Science*. Vol. 306: 1709-1714. DOI: 10.1126/science.1104559.

Srinivasarao, M. (1999). Nano-Optics in the Biological World: Beetles, Butterflies, Birds, and Moths. *Chemical Reviews*. USA. 99(7):1935-1961.

Summers, F.M., Witt, R.L. (1972). Nesting behaviour of *Cheyletus eruditus* (Acarina: Cheyletidae) 48(4):261-269.

Sun, H.J. (2013). Endolithic Microbial Life in Extreme Cold Climate: Snow Is Required, but Perhaps Less Is More. *Biology*. 2: 693-701. DOI:10.3390/biology2020693.

Takao, S. (1965). Organic Acid Production by Basidiomycetes. *Applied Microbiology*, 13 (5): 732-737.

Tansley, A.G. (1935). The use and abuse of vegetational concepts and terms. *Ecology* 16:284–307.

Tamppari, L.K., Anderson, R.M., Archer, P.D., Douglas, S., Kounaves, S.P., McKay, C.P., Ming, D.W., Moore, Q., Quinn, J.E., Smith, P.H., Stroble, S., Zent, A.P. (2011). Effects of extreme cold and aridity on soils and habitability: McMurdo Dry Valleys as an analogue for the Mars Phoenix landing site. *Antarctic Science*. pp. 1-18. doi:10.1017/S0954102011000800.

Tavira, P., Amorós, J.L. (1980). Crecimiento de triquitos sobre sustrato poroso. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., (Geol.)*, 78, pp. 189-200.

Taylor, T. N., Hass, H., Remy, W., Kerp, H. (1995). The oldest fossil lichen. *Nature* 378: 244.

Tena-Dávila, M., Corretge Castañon, L.G. (1980). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 704. Cáceres. IGME.

Texeira, C. (1955). Notas sobre Geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. *Empresa Literaria Fluminense*, Lisboa, 50 pp.

Thomas, M.F. (1974). Tropical Geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates. *MacMillan*, London, 332 pp.

Tilling, R.I., Heliker, C., Swanson, D.A. (2010). Eruptions of Hawaiian Volcanoes-Past, Present and Future. *U.S. Geological Survey. General Information Product*, 117, 63 p.

Toporski, J., Steele, A., Westall, F., Thomas-Keprta, K., McKay, D. (2002). The Simulated Silicification of Bacteria – New Clues to the Modes and Timing of Bacterial Preservation and Implications for the Search for Extraterrestrial Microfossils. *Astrobiology*. 2 (1): 1-26.

Tortora, G.J., Funke, B.R., Case, C.L. (2007). Introducción a la Microbiología. *Editorial Médica Panamericana*. Buenos Aires. 988 pp.

Trigo, M.M., Jato, V., Fernández, D., Galán, C. (Coord.) (2008). *Atlas Aeropalínológico de España*. Universidad de León. 177 pp.

Twidale, C.R., Vidal Romaní, J.R. (2005). Landforms and Geology of Granite Terrains. *Balkema*, Leiden.

Valdés, B., Díez, M. J., Fernández, I., (1987): *Atlas Polínico de Andalucía Occidental*. Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Sevilla y Excma. Diputación de Cádiz. Sevilla.

Valdés, B., Talavera, S., Fernández-Galiano, E. (1987). Flora vascular de Andalucía occidental. 3. *Ketres editora S.A.* Barcelona.

Vera, J.A. (editor) (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

Vidal Romaní J. R., Sanjurjo Sánchez J., Vaqueiro Rodríguez M., Fernández Mosquera, D. (2010a) Speleothem development and biological activity in granite cavities. *Geomorphologie. Relief, processus, environment*. November. 4:337- 346.

Vidal Romaní J. R., Sanjurjo Sánchez J., Vaqueiro Rodríguez M., Fernández Mosquera, D. (2010b) Speleothems of granite caves. *Comunicações Geológicas*, t. 97, pp. 71-80.

Vidal Romaní J. R.; Twidale C. R.; Bourne J. & Campbell E. M. (1998). Espeleotemas y formas constructivas en granitoides. *Investigaciones Recientes de la Geomorfología Española. Actas V Reunión Nacional de Geomorfología*. 772-782.

Vidal Romaní, J.R. (1983). *El cuaternario de la provincia de A Coruña. Geomorfología granítica. Modelos elásticos de formación de cavidades*. Tesis Doctoral. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense, Madrid.

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.

Vidal Romaní, J.R., Grajal, M., Vilaplana, J.M., Guitian, F., Macias, F., Fernández, S., Hernández Pacheco, A. (1979). Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia, España (Proyecto Louro). *IV Reunión del G.E.T.C. Banyoles, Girona, Spain. Actas*, 246-266.

Vidal Romaní, J.R., Sanjurjo Sánchez, J. (2005). Opal speleothems and granite cavities, 34-35.

Vidal Romaní, J.R., Twidale, C.R. (1998). Formas y Paisajes Graníticos. Series Monografías, 55. *Universidade da Coruña. Servicio de Publicacións*. A Coruña, 411 pp.

Vidal Romaní, J.R., Vaqueiro, M. (2007). Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution. *Nature Conservation* 63, 41-46.

Vidal Romaní, J.R., Vilaplana, J.M. (1984). Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7: 305-324.

Vidal-Romaní, J.R., Sanjurjo Sánchez, J., Vaqueiro-Rodríguez, M., González-López, L., López-Galindo, M.J. (2013). Speleothems in cavities developed in magmatic rocks, en prensa.

Volcani, B. E. (1981). Cell wall formation in diatoms: Morphogenesis and biochemistry. In *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems* (ed. T. L. Simpson & B. E. Volcani), pp. 157-200. New York: *Springer Verlag*.

Vrieling, E.G., Gieskes, W.W.C., Beelen, T.P.M. (1999). Silicon deposition in diatoms: Control by the pH inside the silicon deposition vesicle. *J. Phycol.*, 35, 548-559.

Waenke, H., Bruckner, J., Dreibus, G., Rieder, R., Ryabchikov, I. (2001). Chemical composition of rocks and soils at the Pathfinder site. *Space Sci. Rev.*, 96, 317– 330.

Waggoner, B.M. (1996). Bacteria and protists from Middle Cretaceous amber of Ellsworth County, Kansas. *PaleoBios*, 17(1): 20-26.

Wainwright, M. (1997). The neglected microbiology of silicon - from the origin of life to an explanation for what Henry Charlton Bastian saw. *Society for General Microbiology Quarterly* 24, 83-85.

Wainwright, M., Al-Wajeih, K., Grayston, S. J. (1997). Effect of silicic acid and other silicon compounds on fungal growth in oligotrophic and nutrient-rich media. *Mycol. Res.* 101 (8): 933-938.

Wainwright, M., Al-Wajeih, K., Wickramasinghe, N.C., Narlikar, J.V. (2003). Did silicon aid in the establishment of the first bacterium? *International Journal of Astrobiology* 2 (3): 227–229.

Walker, J.J., Pace, N.R. (2007). Endolithic Microbial Ecosystems. *Annual Review of Microbiology*. 61: 331–347.

Walker, J.J., Spear, J.R., Pace, N.R. (2005). Geobiology of a microbial endolithic community in the Yellowstone geothermal environment. *Nature*. Vol. 434: 1011-1014.

Walter, D.E., Proctor, H.C. (1999). Mites: Ecology, Evolution and Behaviour. *CABI Publishing*, Wallingford UK.

Webb, W.B. (1976). Cave minerals and speleothems. Book In: The science of speleology, Ford, T. D. and Cullingford, C. H. D., eds.). London: *Academic Press*, 267-328.

Welch, S. A., Ullman W. J. (1993) The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2725-2736.

Weliange, W.S., Jayasinghe, P. (2010). *Gneissic speleothems in Sri Lanka*. National Archaeological Symposium.

Westall, F., Boni, L., Guerzoni, E. (1995). The experimental silicification of microorganisms. *Paleontology*, Vol. 38. Part 3, pp. 495-528.

Whittaker, R.H. (1969). New concepts of kingdoms or organisms. Evolutionary relations are better represented by new classifications than by the traditional two kingdoms. *Science* 163 (3863): 150–60.

Wierzchos, J., Davila, A.F., Artieda, O., Cámara-Gallego, B., de los Ríos, A., Neelson, K.H., Valea, S., García-González, M.T., Ascaso, C. (2012). Ignimbrite as a substrate for endolithic life in the hyper-arid Atacama Desert: Implications for the search for life on Mars. *Icarus*. DOI: [org/10.1016/j.icarus.2012.06.009](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.06.009).

Wilkinson, D.M. (2008). Testate amoebae and nutrient cycling: peering into the black box of soil ecology. *Trends in Ecology and Evolution*. Vol. 23 (11): 596-599.

Willems, L., Compere, P., Sponholz, B. (1998) Study of siliceous karst genesis in eastern Niger: microscopy and X-ray microanalysis of speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42(2): 129-142.

Willems, L., Compère, Ph., Hatert, F., Pouclet, A., Vicat, J.P., Ek, C., Boulvain, F. (2002). Karst in granitic rocks, South Cameroon: cave genesis and silica and tarankite speleothems. *Terra Nova*. Vol. 14, Issue 5: 355-362. DOI: [10.1046/j.1365-3121.2002.00429.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00429.x).

Williams, R.M.E., Grotzinger, J.P, Dietrich, W.E., Gupta, S., D. Y. Sumner, R. C. Wiens, N. Mangold, M. C. Malin, K. S. Edgett, S. Maurice, O. Forni, O. Gasnault, A. Ollila, H. E. Newsom, G. Dromart, M. C. Palucis, R. A. Yingst, R. B. Anderson, R.B., Herkenhoff, K.E., Le Mouélic, S., Goetz, W., Madsen, M.B., Koefoed, A., Jensen, J.K., Bridges, J.C., Schwenzer, S.P., Lewis, K.W., Stack, K.M., Rubin, D., Kah, L.C., Bell, J.F., Farmer, J.D., Sullivan, R., Van Beek,

T., Blaney, D.L., Pariser, O., Deen, R.G., MSL Science Team (2013). Martian Fluvial Conglomerates at Gale Crater. *Science*. Vol. 340: 1068-1072.

Woese C, Kandler O, Wheelis M (1990). Towards a natural system of organisms: proposal for the domains Archaea, Bacteria, and Eucarya. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 87: 4576-4579.

Woo, K.S.; Choi D.W & Lee K.C (2008). Silicification of cave corals from some lava tube caves in the Jeju Island, Korea: Implications for speleogenesis and a proxy for paleoenvironmental change during the Late Quaternary. *Quaternary International* 176–177, 82–95.

Wray, R.A.L. (1997). A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth Science Reviews*, 42: 137-160.

Wray, R.A.L. (1999). Opal and chalcedony speleothems on quartz sandstones in the Sydney region, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*. 46: 623-632.

Yee, N., Phoenix, V.R., Konhauser, K.O., Benning, L.G., Ferris, F.G. (2003). The effect of cyanobacteria on silica precipitation at neutral pH: implications for bacterial silicification in geothermal hot springs. *Chemical Geology*, 199, 83– 90.

Young, K.D. (2006). The selective value of bacterial shape. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* 2006 Sep; 70(3):660-703.

Zeitlin, C., Hassler, D.M., Cucinotta, F.A., Ehresmann, B., Wimmer-Schweingruber, R.F., Brinza, D.E., Kang, S., Weigle, G., Böttcher, S., Böhm, E., Burmeister, S., Guo, J., Köhler, J., Martin, C., Posner, A., Rafkin, S., Reitz, G. (2013). Measurements of Energetic Particle in Transit Radiation to Mars on the Mars Science Laboratory. *Science*. Vol. 40: 1080-1084.

FUENTES ELECTRÓNICAS:

Agencia Estatal de Meteorología (Aemet) e Instituto de Meteorología de Portugal (IM) (2011). Atlas Climático Ibérico. <http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Atlas-climatologico/Atlas.pdf>

"Sistema de Información Geográfica de Identificación de Parcelas Agrícolas" (SIGPAC) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. <http://sigpac.mapa.es/feqa/visor/> (Consulta: 09 / 2011).

Calvin, W. et al., (2007): Report from the 2013 Mars Science Orbiter (MSO) Second Science Analysis Group, 72 pp., posted June 2007 by the Mars Exploration Program Analysis Group (MEPAG) (Consulta: 14/05/2013) <http://mepag.jpl.nasa.gov/reports/index.html>

Cengage, G. (2003). "Stalactites and Stalagmites." World of Earth Science. Ed. K. Lee Lerner and Brenda Wilmoth Lerner. Vol. 2. eNotes.com. 24 Apr, 2013 <http://www.enotes.com/stalactites-stalagmites-reference/> (Consulta: 24 /04 /2013).

Evans, W.D., Krantz, G., Lindquist, E. (1996). Acari. The Mites. Version 13 December 1996. In The Tree of Life Web Project. <http://tolweb.org/Acari/2554/1996.12.13>

Galán, C., Vera, C. (2011). Microanálisis por dispersión de energía XPS de espeleotemas de yeso y ópalo-A en una cueva den arenisca de Jaizkibel (País Vasco). <http://www.aranzadi-zientziak.org/fileadmin/docs/espeleologia/GREEN%20CAVE4.pdf>

Google maps (2011). Vistas satélite <http://maps.google.com/maps>
(Consulta: 09/2011).

Herrero, A. (2007). Instituto de Biología Vegetal y Fotosíntesis, CSIC
<http://www.eez.csic.es/~olivares/ciencia/fijacion/cianobacterias.htm>

Janssens, F. (2012). Checklist of the Collembola.
<http://www.collembola.org/taxa/collembo.htm> (Consulta: 22 / 09 / 2012).

Kelly, M.G., Bennion, H., Cox, E.J., Goldsmith, B., Jamieson, J., Juggins S.,
Mann, D.G., Telford, R.J. (2005). Common freshwater diatoms of Britain and
Ireland: an interactive key. Environment Agency, Bristol.
<http://craticula.ncl.ac.uk/EADiatomKey/html/index.html>

Mitidiero, J., Madjarof, R (2002). Grupo Espirito da Terra.
<http://www.espiritodaterra.com.br/> (Consulta: 04 / 04 / 2013)

Moore-Landecker, E. (2011). Fungal Spores. En: eLS. John Wiley & Sons Ltd.,
Chichester. [doi:10.1002/9780470015902.a0000378.pub2].
<http://www.els.net>

Perrotto, T.J. y Schmid, D. (2013). Radiation Measured by NASA's Curiosity
on Voyage to Mars has Implications for Future Human Missions (Page Last
Updated: May 30, 2013) (Consulta: 30/05/2013).
http://www.nasa.gov/home/hqnews/2013/may/HQ_13-165_MSL_Radiation_Findings.html

Ramírez, H.U., Zárate, P.F., García, M.E., De la Torre, O., Israde, I.,
Meulenert, A.R. (2007). Disolución de sílice biogénica en sedimentos de
lagos utilizados como bioindicadores de calidad del agua. E-Gnosis (on line).
Vol 5. Art. 4: 1-19. <http://www.e-gnosis.udg.mx/vol15/art3>

Rivas-Martinez, S., Rivas-Saenz, S. (2009). Worldwide Bioclimatic Classification System. Phytosociological Research Center, Spain.
<http://www.globalbioclimatics.org>

Salvador, A. (2002). Salamanquesa común-Tarentola mauritanica. En: Enciclopedia Virtual de los Vertebrados Españoles. Carrascal, L.M., Salvador, A. (Eds.). Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.
<http://www.vertebradosibericos.org/>

Schinteie, R., Campbell, K.A., Browne, P.R.L. (2007). Microfacies of Stromatolitic Sinter from Acid-sulphatechloride Springs at Parariki Stream, Rotokawa Geothermal Field, New Zealand. Palaeontologia Electronica. Vol. 10 (1); 4A:33p.
http://palaeo-electronica.org/paleo/2007_1/sinter/index.html

Speer, B.R. (1996). Univ. California Museum of Paleontology.
<http://www.ucmp.berkeley.edu/help/taxaform.html>

Steele, A., Beaty, D.W., Amend, J., Anderson, R., Beegle, L, Benning, L, Bhattacharya, J., Blake, D., Brinckerhoff, W., Biddle, J., Cady, S., Conrad, P., Lindsay, J., Mancinelli, R., Mungas, G., Mustard, J., Oxnevad, K., Toporski, J., Waite, H. (2005). The Astrobiology Field Laboratory. Unpublished white paper, 72 p, posted Dec., 2005 by the Mars Exploration Program Analysis Group (MEPAG) at <http://mepag.jpl.nasa.gov/reports/index.html>

United States Geological Survey-USGS (2000). "Lava tube". Photo glossary of terms. (Consulta: 16 / 04 /2013).
<http://volcanoes.usgs.gov/Products/Pglossary/LavaTube.html>

Webster, G., Brown, D. (2013). Curiosity Mars Rover Sees Trend in Water Presence. March, 18. 2013. (Consulta: 15/05/2013).
<http://www.jpl.nasa.gov/news/news.php?release=2013-099#1>

Wray, R.A.L. (2003). Quartzite dissolution: karst or pseudokarst?.
Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. The Virtual Scientific Journal
www.speleogenesis.info

ANEXO I

**SILICIO: UN ELEMENTO INDISPENSABLE
PARA MICROECOSISTEMAS EN LA TIERRA Y
POSIBLEMENTE FUERA DE ELLA**

El silicio es el elemento químico fundamental en los espeleotemas estudiados en este trabajo de Tesis y es el que hace posible el desarrollo de este sistema geobiológico formado por los propios depósitos silíceos, el conjunto de microorganismos que estos albergan y las relaciones que se establecen entre todos los componentes de este microecosistema.

Este elemento, en forma hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), forma un mineraloide denominado sílice amorfa, que puede precipitar en forma de ópalo. Este compuesto es responsable de la construcción de buena parte de los espeleotemas desarrollados sobre aquellas rocas, principalmente ígneas, pero también sedimentarias (cuarcitas y areniscas) y metamórficas (gneises, metavulcanitas ácidas, etc.), que contienen un porcentaje de sílice disponible suficiente como para su disolución y posterior precipitación, dando lugar a este tipo de depósitos silíceos.

Además, puede ser transferido y alterado biológicamente, y es capaz de influir en los sistemas microbianos así como en el resto de organismos (Krumbein y Werner, 1983). Por esta y otras razones (ver capítulo 4 de este trabajo de tesis) es la base fundamental del ciclo local del silicio, que se establece en las cavidades donde tiene lugar el desarrollo de estas formaciones. En este ciclo, el silicio describe un recorrido en el que pasa de formar parte de los minerales de la roca a ser disuelto gracias a la acción de ácidos orgánicos metabólicamente producidos y formar un gel de sílice que, o bien podrá precipitar en finas capas construyendo el espeleotema o bien podrá pasar a ser utilizado por los microorganismos con diferentes finalidades, principalmente protectoras. Después de la muerte de estos organismos, el silicio contenido en algunas de sus estructuras pasará a formar parte de los espeleotemas, quedando fosilizado entre las diferentes capas de ópalo que precipitan para dar lugar a estas formaciones silíceas. El ópalo, así depositado, podrá ser nuevamente disuelto para volver a precipitar formando nuevas capas de este mismo material. De esta forma, el silicio parte del sistema inorgánico para pasar al orgánico, y viceversa, conformando un pequeño ciclo local,

del ciclo global del silicio, en medios terrestres de agua dulce y a temperatura ambiente.

Estas interacciones a nivel químico, entre organismos y medio, estudiadas desde un enfoque holístico, permiten considerar a todo el conjunto como un sistema geobiológico (Baas-Becking, 1934; Knoll et al., 2012) en el que se pondrán de manifiesto determinadas propiedades emergentes que estarían ausentes en el estudio de las partes por separado (Lovelock, 1979). Una de estas propiedades es el hecho de que el silicio describa un ciclo biogeoquímico local en estos microambientes, lo cual es descrito por primera vez en este trabajo, precisamente gracias a este enfoque global.

Además, a nivel biológico, la sílice es fundamental para el desarrollo de muchos microorganismos. Algunos de ellos la necesitan para su nutrición ya que esta es capaz de estimular el crecimiento bacteriano o fúngico (Wainwright et al., 1997, 2003); otros la usan en la construcción de estructuras protectoras, tales como testas o frústulos (Clarke, 2003; Kröger et al., 1999); incluso, en el caso de algunas cianobacterias, se ha podido comprobar cómo colonias enteras han quedado cubiertas por una capa de sílice de varias micras de grosor (Konhauser et al., 2001), de la que algunos autores (Phoenix et al., 2000) piensan que no solo es capaz de permitir la actividad fotosintética, sino que además, podría jugar un papel importante en la supervivencia y protección de estos microorganismos frente a la radiación solar de alta intensidad.

Todas estas cualidades, que convierten a este sistema aparentemente inhóspito en un modelo habitable, podrían ser potencialmente extrapolados tanto al ambiente en el que se produjo el origen de la vida en la Tierra, como a otros medios fuera del ámbito terrestre. En los que si se cumplieron, o cumplen actualmente, una serie de condicionantes análogos a los que en la Tierra permiten el desarrollo de este sistema geobiológico, darían una posible explicación al origen de la

vida en la Tierra primitiva o trasladarían la posibilidad de vida, actual o pretérita, a otros planetas o satélites del Sistema Solar.

Actualmente, podemos considerar en la Tierra una serie de hábitats, que por sus características extremas en unos casos, o protegidas en otros, son de gran interés para la ciencia a la hora de estudiar medios análogos a los posibles ambientes en los que podríamos encontrar vida fuera de nuestro planeta. Estos lugares se pueden clasificar en dos tipos fundamentalmente: medios que presentan una cierta protección frente a la radiación (cuevas en sentido estricto, aleros rocosos protegidos, grietas, tubos volcánicos y medios endolíticos) y medios, aparentemente inhóspitos, que pueden albergar vida de tipo extremófilo (fuentes termales, lagos subglaciales, medios hiperácidos, etc.).

Fuera de la Tierra, los lugares que presentan un mayor interés a la hora de buscar vida, actual o pasada, son en general todos los planetas y satélites sólidos del Sistema Solar, pero en particular aquellos que presentan unas características más similares a determinadas zonas de la Tierra, en las que sabemos de la existencia de vida, como son los planetas Marte y Venus, y los satélites de Júpiter y Saturno respectivamente, Europa y Encéladus.

De entre todos estos lugares, a los que se les atribuyen características afines a una posible vida, el mejor conocido por su gran trayectoria de exploración es el planeta Marte y hacia él dirigimos la atención precisamente por el amplio conocimiento que del mismo se tiene y sobre todo porque presenta propiedades químicas, físicas y geológicas que podrían ser análogas a las que permiten el desarrollo de la vida en los espeleotemas silíceos.

A grandes rasgos, la geología superficial de Marte divide al planeta en dos principales áreas: una en el hemisferio sur, formada por rocas antiguas del periodo Noeico, de gruesa corteza, con unos 60 Km de espesor,

que presenta un relieve elevado (Highlands) y que está densamente afectado por cráteres de impacto; y otra en el hemisferio norte con rocas de edad similar pero, que están cubiertas por una capa de sedimentos más modernos del periodo Hespérico, con menor elevación (Lowlands), un relieve más suave, menor número de cráteres y un grosor cortical, incluida la capa de sedimentos, de unos 30 Km. Además, es importante destacar que entre ambos hemisferios se encuentra una zona más elevada, con más de 100 Km de espesor cortical, que separa ambas áreas a lo largo de una parte de su sutura y que se conoce con el nombre de región de Tarshis, en la que se alzan varios volcanes de escudo, entre los que destaca el Monte Olimpo (Olympus Mons). Las superficies de rocas volcánicas, depositadas por la actividad de estos volcanes son relativamente jóvenes, con una edad correspondiente al periodo Amazónico, aunque se cree que el origen de este vulcanismo es mucho más antiguo (McSween et al., 2003) (Fig. I.1.a y Fig. I.1.b).

ANEXO I

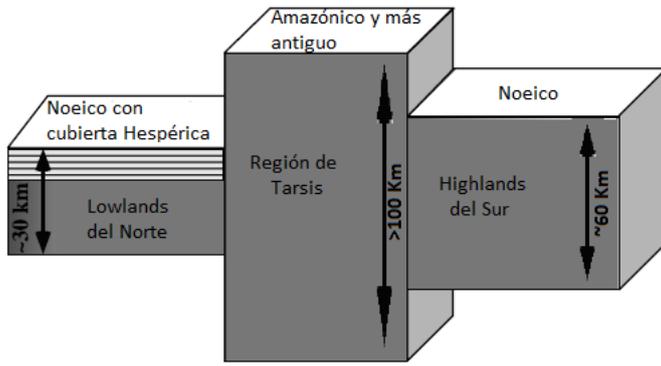


Fig.I.1.a. Principales bloques corticales de Marte (modificada de McSween et al., 2003).

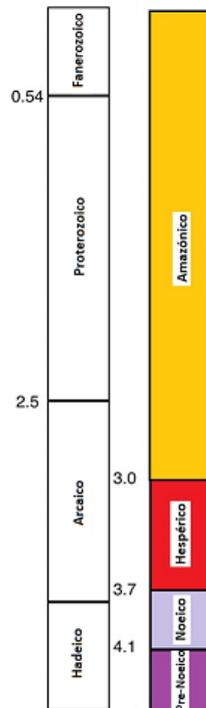


Fig.I.1.b. Escala temporal de Marte (modificada de Carr y Head, 2010).

Gracias a los múltiples estudios realizados sobre el planeta Marte, hoy día conocemos muchas de sus características que nos han hecho pensar en la posible existencia de formas de vida actuales o primitivas. De entre todas ellas, se han de destacar las siguientes por sus posibles analogías con las que determinan el depósito de espeleotemas silíceos en la Tierra y por tanto, por ser las que caracterizarían un potencial sistema geobiológico fuera de ella:

- El elemento químico más abundante en las rocas volcánicas de la corteza de Marte es el silicio, con un 57-57.7%, según autores, del total de sus componentes (Waenke et al., 2001; Foley et al., 2003). El porcentaje de sílice también es el más elevado en el análisis composicional de los materiales finos que forman el suelo de Marte, con valores que van desde el 40.8%, para el rover Pathfinder, al 46.6%, para la sonda espacial Viking 1. Estos valores, que han sido medidos en muestras de suelo, pueden considerarse como representantes de los valores medios para toda la corteza (McSween et al., 2003).
- En cuanto a su petrología, los basaltos son las rocas más abundantes de la corteza de Marte. Según el artículo de McSween et al. (2003), basado en la composición de los meteoritos marcianos, los análisis del rover Pathfinder, el espectro térmico de emisión y los datos de densidades, la corteza del planeta vecino podría estar formada por basaltos y andesitas o por basaltos y productos de meteorización. Sin embargo, informaciones más recientes (Webster y Brown, 2013) revelan que la composición elemental de los afloramientos perforados por el rover de exploración Curiosity indican unas proporciones de sílice, aluminio, magnesio y hierro, propias de las rocas basálticas. En esta misión se ha conseguido una lectura composicional más clara hacia el basalto, gracias a que se ha

conseguido quitar previamente el polvo superficial que cubre las rocas.

- Además del basalto como roca principal en la corteza de Marte, existen otras rocas ígneas subsuperficiales ricas en cuarzo y plagioclasas, representadas solo localmente, e interpretadas como plutones de granitoides, que afloran en superficie gracias a la profundidad alcanzada en los cráteres de impacto (Bandfield et al., 2004).
- Así como el basalto constituye principalmente la altiplanicie del hemisferio sur, el llano, joven y profundo hemisferio norte, se encuentra cubierto por sedimentos ampliamente representados por la Formación Vastitas Borealis en la que predominan arenas basálticas retrabajadas por el transporte y la meteorización (McSween et al., 2003).
- Pero también se han podido encontrar diferentes y extensos afloramientos de rocas sedimentarias. En el cráter Eagle en Meridiani Planum, hay depósitos compuestos por materiales siliciclásticos de grano fino derivados de la meteorización de las rocas basálticas y que presentan estratificación cruzada debido a la actividad del viento y del agua (Squyres et al., 2004). En estudios más recientes (Milliken et al., 2010) se ha podido comprobar la existencia de otro tipo de materiales sedimentarios depositados sobre el cráter Gale, situado en la zona limítrofe entre las tierras bajas del norte y las altas del sur. Estos materiales están compuestos por una formación basal más arcillosa, que se interpreta como propia de un clima benigno en presencia de agua, y por otra superior con un alto contenido en sulfatos, que correspondería con otra época posterior de clima cada vez más seco, aguas ácidas y condiciones oxidantes. Hoy día, gracias al rover de exploración de la NASA Curiosity, sabemos que las arcillas presentes en Yellowknife

Bay, junto al cráter Gale, fueron probablemente formadas cuando las rocas basálticas originales se fragmentaron, transportaron y redepositaron como partículas sedimentarias, mineralógicamente alteradas por la exposición al agua (Webster y Brown, 2013). En esta misma zona del cráter Gale, se han encontrado cantos rodados y granos de arena gracias a las cámaras situadas en el brazo de teledetección del Curiosity (Mastcam). Esta alternancia litológica ha sido interpretada como depósitos distales de abanico aluvial lo que constituiría un registro de condiciones climáticas pasadas propio de flujos de agua líquida, lo que hace pensar en un pasado habitable (Williams et al., 2013; Jerolmack, 2013).

- En Marte también se produce la precipitación de algunos minerales secundarios, como la sílice opalina, en sus fases ópalo-A y ópalo-CT, cuya detección por parte del espectrómetro CRISM* (Bishop et al., 2013) complementaria al descubrimiento de ópalo en el cráter Gusev por el robot Spirit de la NASA, confirma las predicciones basadas en argumentos geoquímicos de que la alteración de la corteza basáltica debería producir en Marte fases minerales ricas en sílice. En el gran sistema de cañones Valles Marineris existe una amplia extensión de estratos de ópalo cubiertos por sulfatos de hierro que son testigo de una alteración acuosa de la corteza basáltica producida en un medio ácido a baja temperatura (Milliken et al., 2008). *CRISM: Espectrómetro Compacto de Imagen de Reconocimiento para Marte (del inglés, Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars).
- El porcentaje de sílice presente en las rocas del planeta Marte no suele aparecer como cuarzo libre, como sí ocurre en las rocas félsicas de la Tierra, sino que forma parte de la estructura de otros silicatos; sin embargo, su disponibilidad para ser liberado durante los procesos de alteración es significativamente mayor, ya que el

cuarzo es relativamente más estable, especialmente bajo condiciones de pH entre neutras y ácidas (McLennan, 2003).

- Gracias a la cámara de imágenes infrarroja Themis a bordo de la nave Odyssey y a la cámara estéreo de alta resolución (HRSC) de la nave Mars Express de la Agencia Espacial Europea, se ha podido constatar la existencia de tubos de lava en las laderas del Monte Olimpo en la región de Tharsis. Estos han sido estudiados según su relación con abanicos de lava por Richardson et al. (2009).
- Las temperaturas registradas en Marte varían desde los -28.15°C hasta los 36.85°C según datos del Mapeador Térmico de Infrarrojo (IRTM) que viajó a bordo de la sonda orbital Viking 1 (Lobitz et al., 2001). Datos más recientes de parte del Espectrógrafo de Emisión Térmica (TES) a bordo del orbitador Mars Global Surveyor arrojan valores con un espectro más estrecho de temperaturas, que van desde los -53.15°C de mínima hasta los 16.85°C de máxima (Haberle et al., 2001).
- En la actualidad, Marte tiene hielo en los casquetes polares y vapor de agua en su atmósfera, sin embargo, los datos en cuanto a la presencia de agua líquida son más controvertidos. Algunas consideraciones teóricas sugieren que el agua líquida nunca podría fluir sobre el Planeta Rojo debido a las bajas presiones y temperaturas allí reinantes, sin embargo, Lobitz et al. (2001) haciendo una correlación entre los datos de temperatura y presión llegan a la conclusión de que hay periodos y lugares en la superficie de Marte con un interés especial en términos de una posible actividad geoquímica y biológica ligada al agua líquida. Más recientemente, otros autores (McEwen et al., 2011; Chevrier y Rivera-Valentin, 2012), basándose en la observación de imágenes captadas por el satélite Mars Reconnaissance Orbiter, también defienden la posibilidad de flujos de agua líquida y salobre en la actual superficie de Marte a través de canales de hasta cinco metros

de anchura, sobre pendientes pronunciadas, que aparecen y crecen gradualmente en las estaciones cálidas y se desvanecen en las frías.

- Además, en tiempos pasados hubo multitud de ambientes geológicos que constatan hoy, la existencia de agua líquida sobre la primitiva superficie de Marte, y de los que quedan como testigos la morfología de su paisaje (redes de drenaje y abanicos aluviales), estructuras sedimentarias (cantos imbricados, facies distales de abanico, etc.) y la aparición de diferentes tipos de rocas sedimentarias (sulfatos, arcillas, arenas y conglomerados) (McSween et al., 2003; Milliken et al., 2008, 2010; Webster y Brown, 2013; Williams et al., 2013; Jerolmack, 2013).
- El gradiente geotérmico de Marte es muy pequeño, solo representa un 28% del terrestre, excepto en algunas zonas con evidencias de actividad volcánica reciente (de menos de 1 m.a). Este hecho, junto con la existencia de CO₂ en estado líquido a una profundidad menor de la que se podría esperar para el agua líquida, no facilita la presencia de esta última en el subsuelo (Hoffman, 2001).

Todas estas características de Marte, de una forma directa o indirecta, permiten las condiciones adecuadas en las que podrían producirse ambientes propicios para el desarrollo de espeleotemas silíceos, y con ellos, el actual o antiguo, crecimiento de formas de vida. Sin embargo, como posibles factores limitantes, hay que tener presentes, en la actualidad, a la escasa y efímera presencia de agua líquida y a las dos formas nocivas de radiación de alta intensidad en la superficie de Marte: los Rayos Cósmicos Galácticos (GCRs), partículas causadas por explosiones de supernovas y otros eventos de alta energía producidos fuera del Sistema Solar; y las Partículas Energéticas Solares (SEPs) asociadas con erupciones solares y eyecciones de masa coronal del Sol (Zeitlin et al., 2013; Perrotto y Schmid, 2013).

De todos los rasgos expuestos anteriormente hay algunos elementos presentes en Marte que son fundamentales para el desarrollo de posibles espeleotemas silíceos y por ello se resaltan a continuación: (1) un compuesto esencial, la sílice formado no solo a partir del cuarzo sino también a partir de otros silicatos; (2) rocas y sedimentos de cuya alteración pueda precipitar ópalo (basaltos, granitos y arenas; (3) afloramientos ya constatadas de ópalo; (4) lugares protegidos de las radiaciones, los tubos de lava, desarrollados en coladas basálticas tipo trapp donde podrían formarse espeleotemas; (5) una presión y temperatura, que en determinados lugares y días del año, permitiría el estado líquido del agua; y (6) pruebas geológicas que confirman la presencia primitiva de agua en estado sólido, líquido y gaseoso y que asimismo demuestran que también en la actualidad existen estos tres estados, aunque la fase líquida esté asociada a la actividad de aguas salobres.

Sobre alguno de estos elementos, se exponen seguidamente datos adicionales que ilustran su relación con el depósito del tipo de espeleotemas al que se dedica este trabajo:

Sabiendo de la existencia de ópalo en la superficie del planeta rojo (Bishop et al., 2013) podríamos deducir la posible formación de este mineral amorfo en otros lugares donde el agua se deslizara lentamente por un sistema de fisuras o cavidades, produciendo la alteración de los basaltos y el depósito de este, a modo de espeleotemas. Este ópalo, al igual que en nuestro planeta, pudo y puede albergar ecosistemas de él dependientes que protegidos en el interior de esas grietas ayudasen a la bioconstrucción de los supuestos espeleotemas silíceos. Pero principalmente cabría esperar que este tipo de sistemas geobiológicos encontrase refugio bajo los ya constatados tubos de lava existentes en los basaltos tipo trapp o flood basalts, de la superficie marciana (Richardson et al., 2009). Los tubos de lava son bajo las condiciones terrestres unos de los ambientes ideales para la producción de comunidades microbianas (Northup et al., 2011; 2013) y

de este tipo de bioespeleotemas. En Marte, además, ofrecerían la ventaja adicional de ser medios protegidos frente a la intensa radiación.

Pero no solo en estos ambientes sería posible gozar de este tipo de protección fuera de nuestro planeta sino que, al igual que en la Tierra y también presentes bajo la cubierta silíceo de algunos de nuestros espeleotemas (ver capítulo cuarto), la existencia de organismos endolíticos podría permitir la vida en lugares de condiciones extremas (Walker et al., 2005; Tamppari et al., 2011; Sun, 2013) salvando así las dificultades de un planeta de atmósfera tenue sin apenas protección frente a la radiación y con una presión atmosférica muy baja (Sun, 2013).

Un factor ambiental que en un principio parece presentar problemas para el desarrollo de estos ecosistemas en Marte sería el de las bajas temperaturas de su superficie; sin embargo, no parece resultar un obstáculo al haberse detectado en la Tierra organismos, como los estudiados en la región de McMurdo Dry Valleys de la Antártida (Tamppari et al., 2011) que por su carácter extremófilo (sicrofílos) son capaces de resistir temperaturas muy bajas. Además, variaciones periódicas en la oblicuidad del eje de Marte podrían subir ligeramente las temperaturas, y así, si las hipotéticas poblaciones allí existentes tuviesen largos periodos de latencia ($\sim 10^6$ años), para permanecer durmientes en las épocas de baja oblicuidad, la vida podría regenerarse en aquellos periodos en los que el planeta volviese a estar más inclinado (Tamppari et al., 2011).

La presencia de agua líquida, por su parte, no parece ser un importante impedimento para el desarrollo de espeleotemas silíceos, ya que su existencia ha sido argumentada por diferentes observaciones: pequeños flujos de agua detectados por el satélite Mars Reconnaissance Orbiter (McEwen et al., 2011; Chevrier y Rivera-Valentin, 2012); la coincidencia en determinados lugares de la superficie de Marte en los que la presión y la temperatura, en algunos días del año, permitiría el estado líquido del agua (Lobitz et al., 2001); pruebas geológicas que indican la

presencia de antiguos flujos de agua capaces de formar acumulaciones de sedimentos (McSween et al., 2003; Milliken et al., 2008, 2010; Webster y Brown, 2013; Williams et al., 2013; Jerolmack, 2013); además de las variaciones cíclicas en el grado de inclinación del eje del planeta, que a largo plazo harían cambiar las temperaturas hacia otras más suaves (Tamppari et al., 2011) produciendo la fusión de los hielos.

Si este agua se uniese a los posibles ácidos orgánicos, metabólicamente producidos por un hipotético ecosistema microbiano, tendría la posibilidad de disolver, como ocurre en la Tierra, minerales silíceos como los que pueden estar presentes en los abundantes basaltos de Marte, formando así un gel de ópalo que podría precipitar en forma de espeleotemas silíceos en el tipo de cavidades antes descritas.

En todo caso, el valor de este análisis debe recaer en la importancia que se ha de dar al estudio del registro geológico y de sistemas geobiológicos actuales, tal como el que en este trabajo de forma novedosa se presenta y que es esencial para contribuir a la mejora del conocimiento astrobiológico a partir de la exploración de nuestro planeta. Se abre así la puerta a la investigación de este tipo de medios como posibles lugares en los que encontrar biofirmas (Steele et al., 2005) que sustenten la existencia de organismos fuera de nuestro mundo.

ANEXO II

INVENTARIO DE MUESTRAS

ANEXO II. INVENTARIO MUESTRAS

MUESTRAS	FECHA	ÚLTIMAS LLUVIAS	DATOS COMPLEMENTARIOS	LATITUD	LONGITUD	ROCA
AB	16/08/2011	MUY SECO.	MUESTRA ROCA	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1A	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1B	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1C	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1D	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1E	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1F	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1G	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 1H	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 2A	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 2B	16/08/2011	MUY SECO.	TECHO	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 3A	16/08/2011	MUY SECO.	PARED	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 4A	16/08/2011	MUY SECO.		38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 4B	16/08/2011	MUY SECO.	LOSA HORIZONTAL	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 4C	16/08/2011	MUY SECO.	LOSA HORIZONTAL	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
AB 4D	16/08/2011	MUY SECO.	LOSA HORIZONTAL	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
LJ	16/08/2011	MUY SECO.	MUESTRA ROCA	38º 0' 20,72" N	6º 13' 37,97" W	GRANITOS
LJ 1A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 2A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 2B	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 2C	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 2D	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 2E	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 58' 13" N	4º 50' 12" W	GRANITOS

ANEXO II. INVENTARIO MUESTRAS

308

MUESTRAS	FECHA	ÚLTIMAS LLUVIAS	DATOS COMPLEMENTARIOS	LATITUD	LONGITUD	ROCA
LJ 3A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011	TECHO	37º 58' 13" N	4º 50' 11" W	GRANITOS
LJ 4A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011	TECHO	37º 58' 12" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 4B	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011	TECHO	37º 58' 12" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 4C	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011	TECHO	37º 58' 12" N	4º 50' 12" W	GRANITOS
LJ 5A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 5B	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 5C	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 5D	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 5E	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 6A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 47" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 7A	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 49" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LJ 7B	25/08/2011	MUY ESCASAS 20/08/2011		37º 57' 49" N	4º 50' 00" W	GRANITOS
LM	18/09/2011	02/09/2011	MUESTRA ROCA	37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 1A	18/09/2011	02/09/2011	TECHO	37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 1B	18/09/2011	02/09/2011		37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 1C	18/09/2011	02/09/2011	SUELO	37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 1D	18/09/2011	02/09/2011	SUELO	37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 1E	18/09/2011	02/09/2011	microgours ferruginosos	37º 54' 21,48" N	6º 37' 51,22" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 2A	18/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 54' 21,62" N	6º 37' 51,06" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 2B	18/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 54' 21,62" N	6º 37' 51,06" W	METAVULCANITA ÁCIDA
LM 2C	18/09/2011	02/09/2011	PARED (grieta)	37º 54' 21,62" N	6º 37' 51,06" W	METAVULCANITA ÁCIDA

ANEXO II. INVENTARIO MUESTRAS

MUESTRAS	FECHA	ÚLTIMAS LLUVIAS	DATOS COMPLEMENTARIOS	LATITUD	LONGITUD	ROCA
C	21/09/2001	02/09/2011	MUESTRA ROCA	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1A	21/09/2011	02/09/2011	TECHO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1B	21/09/2011	02/09/2011	TECHO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1C	21/09/2011	02/09/2011	TECHO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1D	21/09/2011	02/09/2011	TECHO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1E	21/09/2011	02/09/2011	SUELO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
C 1F	21/09/2011	02/09/2011	SUELO	37º 47' 28,91" N	6º 33' 16,66" W	CUARZODIORITAS
RPH 1	21/09/2011	02/09/2011	MUESTRA ROCA	37º 43' 22,85" N	6º 32' 47,20" W	EPICLASTITAS ÁCIDAS
RPH 1A	21/09/2011	02/09/2011		37º 43' 22,85" N	6º 32' 47,20" W	EPICLASTITAS ÁCIDAS
RPH 1B	21/09/2011	02/09/2011		37º 43' 22,85" N	6º 32' 47,20" W	EPICLASTITAS ÁCIDAS
RPH 1C	21/09/2011	02/09/2011		37º 43' 22,85" N	6º 32' 47,20" W	EPICLASTITAS ÁCIDAS
RPH 1D	21/09/2011	02/09/2011		37º 43' 22,85" N	6º 32' 47,20" W	EPICLASTITAS ÁCIDAS
RPH 2	28/09/2011	02/09/2011	MUESTRA ROCA	37º 43' 31,28" N	6º 32' 18,80" W	RIOLITA
RPH 2A	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 31,28" N	6º 32' 18,80" W	RIOLITA
RPH 2B	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 31,28" N	6º 32' 18,80" W	RIOLITA
RPH 2C	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 31,28" N	6º 32' 18,80" W	RIOLITA
RPH 3	28/09/2011	02/09/2011	MUESTRA ROCA	37º 43' 26,51" N	6º 32' 15,70" W	DACITA
RPH 3A	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 26,51" N	6º 32' 15,70" W	DACITA
RPH 3B	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 26,51" N	6º 32' 15,70" W	DACITA
RPH 3C	28/09/2011	02/09/2011	fisura interna	37º 43' 26,51" N	6º 32' 15,70" W	DACITA
RPH 3D	28/09/2011	02/09/2011	PARED	37º 43' 26,51" N	6º 32' 15,70" W	DACITA

ANEXO II. INVENTARIO MUESTRAS

MUESTRAS	FECHA	ÚLTIMAS LLUVIAS	DATOS COMPLEMENTARIOS	LATITUD	LONGITUD	ROCA
BR	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	MUESTRA ROCA	39° 1' 12,35" N	6° 10' 31,26" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 1A	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	TECHO	39° 1' 12,35" N	6° 10' 31,26" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 1B	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	TECHO gour en plagiocl	39° 1' 12,35" N	6° 10' 31,26" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 1C	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	TECHO	39° 1' 12,35" N	6° 10' 31,26" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 1D	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	gour PARED	39° 1' 12,35" N	6° 10' 31,26" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 2A	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO	39° 1' 13,14" N	6° 10' 31,73" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 2B	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO huevos reptil	39° 1' 13,14" N	6° 10' 31,73" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 2B	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO huevos reptil	39° 1' 13,14" N	6° 10' 31,73" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 2C	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	TECHO	39° 1' 13,14" N	6° 10' 31,73" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 2D	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO huevos reptil	39° 1' 13,14" N	6° 10' 31,73" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 3A	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO INCLINADO	39° 1' 13,95" N	6° 10' 31,04" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 3B	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	SUELO INCLINADO	39° 1' 13,95" N	6° 10' 31,04" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
BR 3C	14/01/2012	(0,9 l/m2) 14/12/2012	LOSA HORIZONTAL	39° 1' 13,95" N	6° 10' 31,04" W	GRANODIORITA PORFÍDICA
LB	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	MUESTRA ROCA	39° 25' 19,54" N	6° 29' 45,25" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 1A	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	TECHO	39° 25' 10,73" N	6° 29' 50,80" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 1B	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	TECHO	39° 25' 10,73" N	6° 29' 50,80" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 1C	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	TECHO INCLINADO	39° 25' 10,73" N	6° 29' 50,80" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 2A	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	LOSA HORIZONTAL	39° 25' 14,97" N	6° 29' 45,08" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 2B	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	LOSA HORIZONTAL	39° 25' 14,97" N	6° 29' 45,08" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 3A	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	LOSA HORIZONTAL	39° 25' 19,54" N	6° 29' 45,25" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 3B	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	LOSA HORIZONTAL	39° 25' 19,54" N	6° 29' 45,25" W	GRANITO megacrist. fel desp
LB 3C	04/02/2012	(1,5 l/m2) 27/01/2012	PARED	39° 25' 19,54" N	6° 29' 45,25" W	GRANITO megacrist. fel desp

ANEXO III

INVENTARIO AMEBAS TESTÁCEAS

ANEXO III. INVENTARIO AMEBAS TESTÁCEAS

FOTOS MUESTRAS	Longitud μm	anchura μm	boca μm	placas μm	ESPECIE
LJ5a_6	22.8	10	-	Ovadas 1.85x1.28	<i>Corythion dubium</i>
LJ5a_9	23.38	11.86	-	Ovadas	<i>Corythion dubium</i>
LJ5a_11	30	~12	Dentada	Circulares 4.3 ovaladas 2 (glabras)	<i>Resto de Trinema lineare</i>
LJ5a_12	30.76	14.8	-	Circulares 3.3 ovaladas 1.5	<i>Trinema lineare</i>
LJ5a_13	30.76	14.8	-	Circulares Dos tamaños	<i>Trinema lineare</i>
LJ5a_14	31	13	-	Circulares 3.7 ovaladas 1.7	<i>Trinema lineare</i>
LJ5a_15	22.88	13.72	-	Ovadas	<i>Corythion dubium</i>
LJ5a_18	42.6	~23	-	1.7x4.7 Ovadas, algunas en punta	<i>Euglypha dickensii</i>
RPH2a31_6	-	-	8.43	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i> (detalle boca)
RPH2a2_4	39.7	20.58	13.52	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
RPH2a2_5	-	-	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i> (detalle boca)
RPH2a2_10	32.38	16.76	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
RPH2a2_12	-	20.49	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
RPH2a31_4	35	26.33	9	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
RPH2a31_10	Restos de testa				
RPH2a31_11	Restos de testa				
RPH2a31_17	37.89	20.21	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
RPH2a31_18	37.89	20.52	rota	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i>
FOTOS MUESTRAS	Longitud μm	anchura μm	boca μm	placas μm	ESPECIE
RPH2a31_19	-	-	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i> (detalle boca)
RPH2a31_21	-	-	-	Ovado-rectangulares	<i>Euglypha rotunda</i> (deteriorada)
RPH2a33_33	~40.2	22.9	-	ovadas	<i>Assulina muscorum</i>
RPH2a34_48	39	32	13.1	ovadas	<i>Assulina muscorum</i>

FOTOS MUESTRAS	Longitud μm	anchura μm	boca μm	placas μm	ESPECIE
RPH2a34_59	~45	25	-	ovadas	<i>Assulina muscorum</i>
RPH2ba_21	34.41	16.76	Dentada 5.58	ovadas	<i>Corythion dubium</i>
BR2b_46	-	45	Ovalada 19x11	Granos minerales	<i>Plagiopyxis sp.</i>
BR2b_47	Restos de testa cubiertos por ópalo				
BR2b_28	Placas silíceas de ameba				
BR2b_24	35.61	25.47	-	Redondeadas, ovales y angulares	<i>Schoenbornia humicola</i>
BR2b_37	125	107	-	Partículas silíceas y restos orgánicos	<i>Amphitrema Wrightianum</i> ¿?
BR2b_38	125	107	-	Partículas silíceas y restos orgánicos	<i>Amphitrema Wrightianum</i> ¿?
BR2b_39	125	107	-	Partículas silíceas y restos orgánicos	<i>Amphitrema Wrightianum</i> ¿?
BR2c_56	26.66	17.6	destruida	Redondeadas, ovales y angulares	<i>Schoenbornia humicola</i>
BR2c_55	26.66	17.6	destruida	Redondeadas, ovales y angulares	<i>Schoenbornia humicola</i>

ANEXO IV

INVENTARIO DIATOMEAS

ANEXO IV. INVENTARIO DIATOMEAS

FOTOS	TIPO	ESPECIE	MEDIDAS Longitud	MEDIDAS Anchura	ORNAMENTA CIÓN
C1ba	Pennada rafídea	<i>Pinnularia borealis</i>	32.22	5.55	Term. centr. rafe desviadas hacia un lado
LJ5a_3	Pennada rafídea	<i>Luticola sp.</i>	23.07	7.88	Ápices y poros redondeados
LJ5a_4	Pennada rafídea	<i>Luticola sp.</i>	21.66	6.83	Especimen roto
LJ5a_5	Pennada rafídea	<i>Luticola sp.</i>	25.26	-	Ápices y poros redondeados
LJ5a_7	<i>Pennada arrafídea</i>	¿?	6.58	2.52	Cubierta, no se distingue ornament.
LJ5a_10	Pennada rafídea	<i>Pinnularia borealis</i>	-	-	Especimen roto
RPH2a31_24	Pennada rafídea	<i>Luticola sp.</i>	13.76	4.54	Estigma en un lado del área central
LB1a1_1	Pennada rafídea	¿?	20	4.37	No se distingue ornamentaci ón
BR2b_22	Pennada rafídea	<i>Pinnularia borealis</i>	35.71	-	Term. centr. rafe desviadas hacia un lado
BR2B_23	Pennada rafídea	<i>Pinnularia borealis</i>	35.71	-	Detalle de la anterior
BR2b_27	Pennada arrafídea	<i>Diatoma mesodon</i>	12.79	5.3	Elíptica con bajo nº de costillas

ANEXO V

INVENTARIO PÓLENES

ANEXO V. INVENTARIO PÓLENES					
FOTOS MUESTRAS	TIPO POLÍNICO	ESPECIE	Radio μm Ecuatorial	Radio Polar μm	ORNAMENTACIÓN
C1ba_6	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus rotundifolia</i>	13.33	23.33	Granulado-verrugosa rugualda
C1ba_7	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus rotundifolia</i>	18.55	24.74	Granulado-verrugosa rugualda
C1ba_8	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus rotundifolia</i>	16.49	20.61	Granulado-verrugosa rugualda
LJ5a_19	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	18.57	20	reticulate
			lúmen<2.14		
LJ5a_20	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	18.57	20	reticulate
			lúmen<2.14		
RPH2a2_1	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	15	25.8	Rugulada verrugosa
RPH2a2_2	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Muy deshidratada</i>	9.61 ?	24.03	verrugosa
RPH2a2	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Muy deshidratada</i>	15.38	23.07	Rugulado verrugosa
RPH2a31	<i>Cistus salvifolius</i>	<i>Cistus salvifolius</i>	43.75		Reticulate con espínulas, muy corroída
			Lúmen<1.25		
RPH2a31_12	<i>Populus alba</i>	<i>Populus alba o nigra</i>	20		Rugulate. Muros doble que los lúmenes
			Lúmen<0.83		
RPH2a31_13	<i>Populus alba</i>	<i>Populus alba o nigra</i>	20		Rugulate. Muros doble que los lúmenes
			Lúmen<0.83		
RPH2a31_16	<i>Oleaceae</i>	<i>Oleaceae</i>	11.25	12.5	Reticulate, muy corroído
RPH2a31_1	<i>Pinus pinea</i>	<i>Pinus pinea</i>	48x50.4x...		Rugulate-verrucate
			Sacos=42x...		Sacos: scabrate
RPH2a31_22	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	13.71	20	Reticulate con muros verrugosos
			Lúmen<1.85		
RPH2a33_29	<i>Pinus pinea</i>	<i>Pinus pinea</i>	Deshidratado		Rugulate-verrucate
					Sacos: scabrate
RPH2a31_20	<i>Pinus pinea</i>	<i>Pinus pinea</i>	-		Rugulate-verrucate
			42x27x...		Sacos: scabrate
RPH2a33_31	<i>Pinus pinea</i>	<i>Pinus pinea</i>	49.5x32.4x...		rugulate-verrucate
			Sacos=45x18x...		Sacos= scabrate
RPH2a33_37	<i>Pinus</i>	<i>Pinus pinea</i>	40x45x...		rugulate-verrucate

	<i>pinea</i>		Sacos 20x47x...		Sacos= scabrate
RPH2a33_38	<i>Quercus?</i>	-	20	30.75	Granulate Gránulos<1
RPH2a33_42	<i>Pinus pinea</i>	<i>Pinus pinea</i>	30x46x...		Rugulate-verrucate
			Sacos=28x44x...		Sacos= scabrate
RPH2a33_43	<i>Quercus coccifera</i>	deshidratada	13.38	20.96	Rugulado-verrugosa
RPH2a33_44	<i>Quercus coccifera</i>	deshidratada	13.38	20.96	Rugulado-verrugosa
RPH2a34_46	<i>Oleaceae</i>	<i>Oleaceae</i>	14	-	Reticulate, muy corroído
			lúmen<1.5		
RPH2a34_49	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	16	18	Reticulate, verrucate en los muros
			Lúmen<1.63		
RPH2ba_12	<i>Quercus coccifera</i>	deshidratada	15.9	30.22	Rugulado-verrucate
RPH2ba_14	<i>Rubus ulmifolius</i>	<i>Rubus ulmifolius</i>	13.32	26.53	Vermiculada con microperforaciones
RPH2ba_17	<i>Quercus coccifera</i>	deshidratada	13.88	25.55	Rugulado-verrucate
RPH2ba_19	<i>Oleaceae</i>	<i>Oleaceae</i>	10	18.75	Reticulate corroída
			Lúmen<1.25		
BR1a2_9	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	16.25	-	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_5	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	13.89	22.88	Reticulate, verrucate en los muros
			Lúmen: 2.54		
BR2b_16	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	14.91	20.33	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_20	<i>Senecio vulgaris</i>	<i>Senecio sp.</i>	r.e.=30.8 espinas=2x4.3		Reticulate con espinas
BR2b_21	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	17.93	-	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_26	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	10.62	17	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_29	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	19.04	20	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_30	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	15.07	17.69	Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_31	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	Dos especímenes		Granulado-verrugosa rugualda

BR2b_32	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	Dos especímenes		Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_40	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Varios especímenes</i>		Granulado-verrugosa rugualda
BR2b_44	<i>Olea europaea</i>	<i>Olea europaea</i>	13.48	19.66	Reticulate, verrucate en los muros
			Lúmenes: 2.92		
BR2b_45	<i>Quercus coccifera</i>	<i>Quercus coccifera</i>	15.25	18.98	Granulado-verrugosa rugualda