

VARIOS TAFONI SINGULARES EN LA SIERRA DE GUADARRAMA (BUSTARVIEJO, MADRID)

J. BAONZA DÍAZ

Crta. de Valdemanco s/n. Bustarviejo, 28720 Madrid.

Resumen. Se describen dos grupos de tafoni existentes en la localidad de Bustarviejo (Madrid, Sierra de Guadarrama, Sistema Central) que destacan por el extraordinario desarrollo de alguno de sus tafoni (hasta varios metros de largo). Uno aparece en un roquedo gnéisico y el otro en uno granítico. Su origen y desarrollo se fundamenta en el modelo de formación de cavidades por deformación mecánica del bloque rocoso y se relaciona la haloclastia con la distribución y escasez de tafoni en el interior peninsular.

Palabras clave: tafoni, gneis, granito, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Madrid.

Abstract. Two cluster of tafoni in the village of Bustarviejo (Madrid province, Guadarrama mountains) are characterized, one in granite and the other in gneiss. There is several tafoni too large (until several meters of long). The origin and development of these tafoni is related with the model of cavernous weathering by mechanical deformation of the rock block. The distribution and scarcity of tafoni in inner Spain is discussed in relation with salt weathering.

Key words: tafoni, gneiss, granite, Guadarrama mountains, Central System, Madrid, Spain.

1. Introducción

Dentro de las formas de micromodelado producidas por desagregación granular o descamación, una de las más llamativas son los huecos o cavernas conocidos, desde su descripción por Penck en 1894, como tafoni, singular tafone, vocablo corso con significado de perforación o ventana (Vidal & Twidale, 1998). Tiene dimensiones que oscilan entre pocos centímetros y varios metros. Formas semejantes y frecuentemente asociadas son las estructuras en panal, cavidades centimétricas típicamente con disposición de celdas o en panal. La bibliografía está llena de otros términos y variantes que pueden generar confusión: alveolos, panales o nidos de abeja, taffoni, etc, sin contar los términos similares en otros idiomas.

Estas cavidades son bastante frecuentes en granitos, pero también están descritos en otras litologías como gneis, esquistos, areniscas, conglomerados y rocas volcánicas (revisiones en Cooke *et al.*, 1993; Sunamura, 1992; Mustoe, 1982).

En la localidad de Bustarviejo, situada en las estribaciones surorientales de la Sierra de Guadarrama, dentro de la provincia de Madrid, se han encontrado dos buenos ejemplos de este tipo de

meteorización, situados en las llamadas Peña Hueca y Maragil (Figura 1), que por su extraordinario desarrollo destacan a nivel regional.

2. Peña Hueca

La forma más interesante corresponde a la llamada Peña Hueca (Figura 2), muy conocida en la localidad por permitir la entrada de varias personas en su interior. Otras oquedades frecuentes en la zona son realmente espacios entre bloques de granito o gneis.

Peña Hueca se sitúa a unos 1.320 metros de altitud en un ramal occidental que desciende hacia el sur (UTM 30TVL37920204) del relieve de la Cabeza de Arcón, según los autores un horst (Sanz, 1988) o inselberg (Fernández *et al.*, 1991). Geomorfológicamente el emplazamiento es una hombrera que culmina las laderas de un escarpe de articulación tectónico-erosivo (Bardají *et al.*, 1990). Peña Hueca es un resalte rocoso de naturaleza gnéisica, tipo tor de bloques, situado sobre un basamento masivo y con diaclasado horizontal convexo.

Siguiendo la cartografía geológica de la zona, la roca dominante del roquedo son ortogneises glandulares mesocratos, de origen ígneo prehercínico, con matriz oscura, rica en biotita, megacristales feldespáticos (fundamentalmente de feldespato potásico) a veces de gran tamaño, y con foliación bien desarrollada (Casquet *et al.*, 1990). El resto de los minerales fundamentales son cuarzo, plagiocasa, cordierita, sillimanita y moscovita; y como secundarios retrometamórficos sericita, clorita, sagenita y pinnita (Casquet *et al.*, 1990). En la base de la peña, en el lado occidental donde el resalte alcanza mayor altura, llegan a aflorar los leucogranitos que forman todo el sector septentrional de este relieve.

La parte norte del tor está formado por un gran bloque, algo fragmentado, en el que aparecen varios tafoni. La oquedad principal (Figura 2) es un espacio de geometría ovoidal oblata, con el ápice dirigido al sur. Este ápice parece haberse desarrollado a favor de lo que parece una diaclasa latente. Las dimensiones

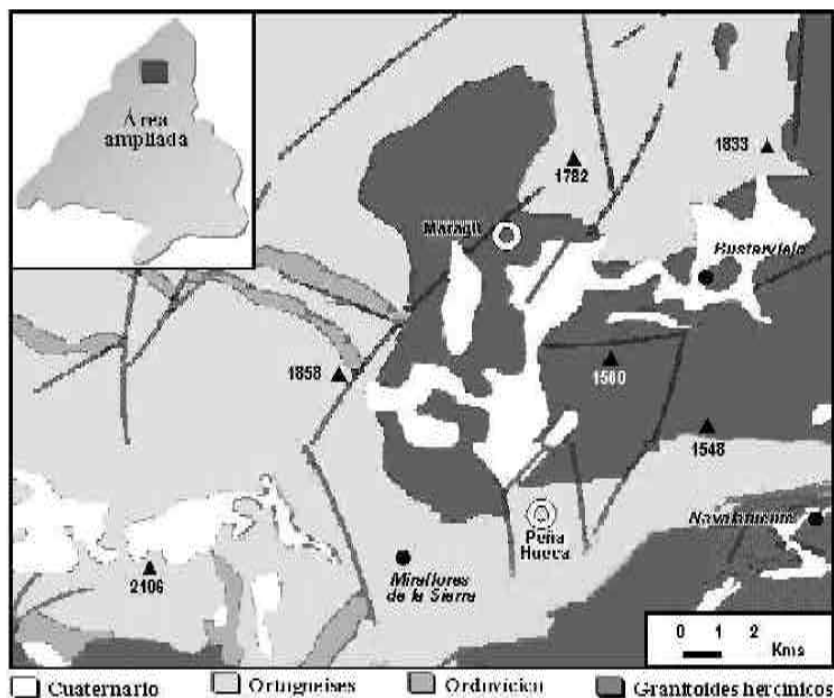


Figura 1. Contexto geológico y localización de los grupos de tafoni estudiados.
Geological context and location of the studied tafoni sets

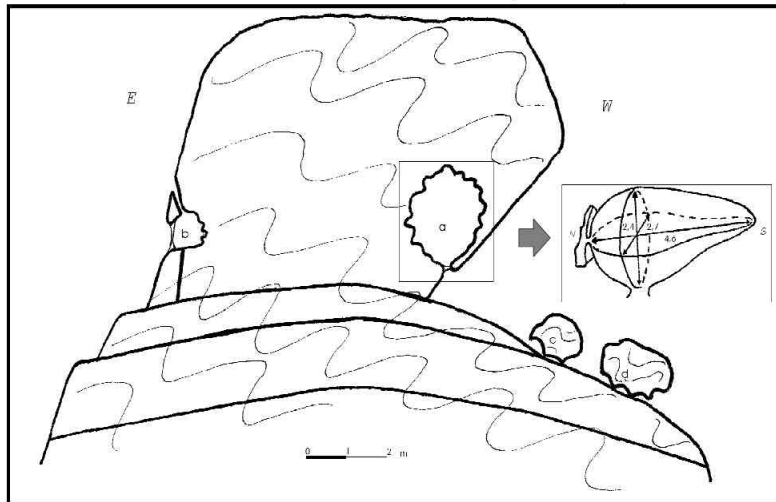


Figura 2. Esquema de Peña Hueca en corte este-oeste. a: cavidad principal. b: cavidad lateral. c y d: subbloques desprendidos de la entrada a la cavidad principal, con alveolos en la cara inferior. En el recuadro, esquema de la cavidad principal y de otra adyacente a la misma

Schematic E-W cross-section of Peña Hueca. a: main cavity. b: lateral cavity. c & d: broken down rock blocks with alveoles in undersides. In the box, main cavity and another one adjacent to the former

máximas (en metros) son de 4,60 de largo (dirección norte-sur) x 2,70 de ancho (este-oeste) x 2,40 de alto. La entrada a la misma, que permite el paso ajustado de una persona (hasta 0,90 x 0,45 m.), se sitúa en la base del ovoide, en el flanco occidental del roquedo, en extraplomo. Este flanco, con vertiente invertida formando un abrigo rocoso, se ha formado a favor de un diaclasado inclinado con desprendimiento de fragmentos rocosos (Figura 3). Dos de dichos fragmentos desprendidos, con dimensiones métricas, descansan en una repisa del roquedo.

En esta misma cara oeste del roquedo se abren otros tafoni. Uno con forma de uña rodea lateralmente la parte más ancha de la caverna anterior, con la que se comunica mediante dos pequeñas ventanas. No llega al metro de anchura máxima, y se abre al exterior lateralmente. Otras cavidades semejantes a alveolos, de forma semiesférica y diámetro de hasta medio metro, aparecen preferentemente a ambos lados de una de las diaclasas inclinadas, tanto en los subbloques desprendidos (Figura 2) como en el que permanece «in situ» (Figura 3A).

Otra oquedad de dimensiones métricas (hasta 3 de ancho, 1,4 de fondo y 1 m. de alto) se abre en el lado este de la peña, con la pared frontal ligeramente desprendida del bloque rocoso y dividida a su vez en dos.

Las paredes de estas cavernas son irregulares, con numerosas oquedades menores difícilmente asimilables a estructuras en panal (Figura 3B). En general la roca no presenta síntomas claros de desagregación granular o descamación, dominando la roca de aspecto poco alterado, lo que sugiere que la tafonización ya no es activa. Actualmente el roquedo se degrada principalmente por fragmentación y desmoronamiento por gravedad.

3. Maragil

Los otros tafoni peculiares aparece en el roquedo granítico de Maragil, formado por los leucogranitos de grano fino y medio del macizo plutónico de la Cabrera (Figura 1). Se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales; y como secundarios mayoritarios clorita, epidotita, opacos, prehnita, clinzoisita, esfena y rutilo (Bellido *et al.*, 1991).

El roquedo se sitúa en la vertiente sur del amplio Collado Cerrado o Puerto de Canencia, que une el horst de la Sierra de la Morcuera con el horst de la Sierra de Bustarviejo mediante un doble escalón



Figura 3. Peña Hueca. A: vista de la cara oeste del bloque tafonizado. La flecha indica la entrada a la caverna mayor. Se aprecian alveolos en el fragmento rocoso que permanece in situ (a la derecha de la entrada) como en fragmento desprendido al pie de la foto. B: aspecto del interior de la caverna mayor de Peña Hueca. La cinta inferior mide 1 metro.
Peña Hueca. A: View of the west side of the block with tafoni. The arrow sign the entry to main cavity. Alveoles are in subblock at the right of the entry and in the broken down rock block. B: Detail of the main cavity of Peña Hueca. Metric scale is 1 m. long.

tectónico (Sanz, 1988). El emplazamiento se puede considerar un escarpe de articulación, formando ladera, de una cabecera torrencial que enlaza con un collado tipo penillanura en hombrera (Fernández *et al.*, 1991).

En el afloramiento más oriental y mirando al SSE, a unos 1470 m (UTM 30TVL367243), el roquedo aparece casi vertical y escalonado, por la superposición de potentes lanchas propias de una estructura de descamación. En un escalón intermedio, y a mitad del mismo, aparece la entrada de un túnel de sección elíptica (ejes de 1,60 y 1,05 m.). Este asciende paralelo a la pared del roquedo durante cuatro metros, y alcanza una de las repisas de la peña, donde presenta una abertura también elíptica (1,10 x 0,65 m.), algo ladeada respecto al ápice, ciego, del conducto (Figuras 4 y 5). En este ápice se desarrolla una forma en panal con un sólo alveolo completamente cerrado por tabiques.

En el escalón de la pared superior y alineado con el descrito, aparece una cavidad compleja, de frontal rectangular (2 m. ancho x 1,2 m. alto) y con la altura decreciente hacia el fondo (a 1,2 m. de entrada) donde se prolonga por otro tafone con forma de un cuarto de elipsoide, de 0,60 m. de alto y ancho x 0,80 m. de fondo (Figuras 4 y 6). En el suelo del mismo, se acumula el regolito de la alteración y en un lateral del tafone más interior se abre una caverna baja, de pocos centímetros de altura, con aspecto de madriguera.

Al contrario de lo que ocurre en Peña Hueca, en los tafoni de Maragil el proceso de desagregación granular parece que sigue siendo activo en el ápice de los mismos, donde la roca presenta un aspecto alterado. Este hecho parece estar asociado al acúmulo de humedad, como denota el crecimiento de algas verdes.

4. Sobre el origen y desarrollo de estas formas

El origen y las etapas de desarrollo de los tafoni ha sido descrito en los trabajos de Twidale (1982) y Vidal Romaní (1983) y revisados recientemente (Vidal Romaní & Twidale 1998), especialmente para rocas graníticas, aunque la mayor parte de las consideraciones son aplicables a otros tipos de roca.

Según dichos autores 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 deformación del macizo (Vidal & Twidale, 1998). Se generan así volúmenes de roca menos resistentes a la meteorización, a favor de los cuales se forman las cavidades. Otros autores señalan como punto de inicio de los tafoni zonas de debilidad textural, sin explicar el origen de las mismas (p.ej. Tena *et al.*, 1984; Sanz, 1996). Este modelo por deformación mecánica de la estructura de la roca, permite explicar la formación de cavidades casi cerradas como alguna de las aquí descritas, en unas condiciones ambientales resguardadas y poco propicias para la meteorización de la roca.

Ya en condiciones aéreas un tafone pasa por una etapa inicial isótropa, por el crecimiento equilibrado y homogéneo del tafone; sigue una etapa anisótropa, donde la desagregación progresa en pequeños dominios, dando lugar a la formación de superficies en panal y/o formas mamelonares. La siguiente etapa es de paralización de la desagregación, por la alteración de las condiciones ambientales del tafone generalmente por la apertura de ventanas o rotura de alguna pared lateral, a veces seguida de la destrucción de los tabiques que forman los alveolos. En la última etapa se produce la rotura y destrucción del tafone mismo por desequilibrio o pérdida de resistencia del bloque tafonizado (Vidal & Twidale, 1998). Estos mismos autores señalan la existencia de tres tipos de tafone: laja, cuando se desarrolla en las partes basales de estructuras de exfoliación; bloque, cuando se desarrolla desde la cara inferior de un bloque rocoso y lateral, cuando se desarrollan en paredes rocosas (Twidale, 1982; Vidal y Twidale, 1998).

Las cavernas de Peña Hueca serían del tipo de tafone bloque, alguna intermedia con formas de tafone lateral, ya iniciando la última etapa de evolución de los tafoni, de destrucción de sus paredes, sin haber sufrido la destrucción de los alveolos. Es de resaltar el notable desarrollo de la cavidad mayor manteniendo una minúscula apertura por donde se evacuaron los residuos. La presencia en los fragmentos rocosos desprendidos de tafoni semejantes a los existentes en el subbloque que permanece junto a la entrada a la caverna mayor, sugiere que el desarrollo de los tafoni a ambos lados de la diaclasa inclinada fue previo a la separación de dichos fragmentos. De ser así, el regolito procedente de estos tafoni, así como de las cavernas que se abren a la misma cara del roquedo, debió ser evacuado a través de los sistemas de diaclasado y

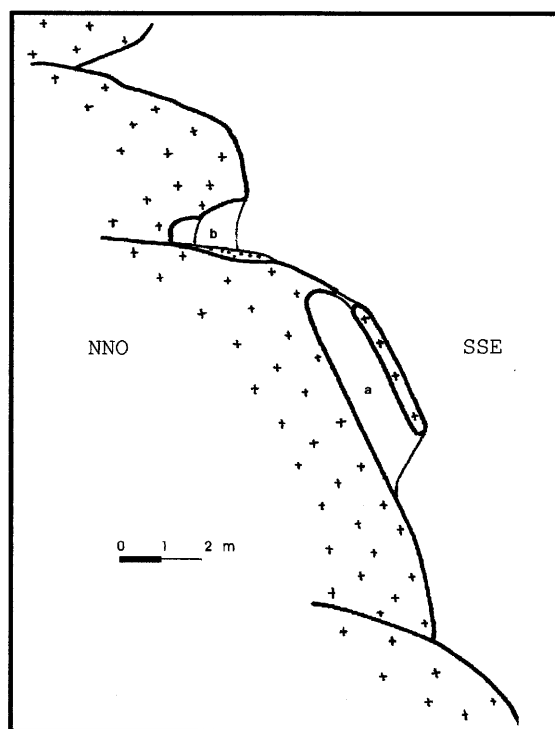


Figura 4. Esquema de los tafoni de Maragil en corte NNO-SSE. a: tafone inferior, de tipo lateral. b: tafone inferior, de tipo laja
Sketch of tafoni development at Maragil in NNW-SSE view. a: lower sidewall tafone. b: upper sheet tafone

fracturación que afectan al bloque rocoso. La conexión de la diaclasa subvertical, a la que se abren los tafoni, con la diaclasa subhorizontal que define la base rocosa, donde ésta descende hacia el exterior del roqueado, constituiría la vía principal de salida de la porción alterada. El posterior desprendimiento total de los fragmentos rocosos permite el actual acceso a estas cavernas.

El tafone inferior de Maragil es un buen ejemplo de tafone lateral, semejante a los descritos en los conglomerados ligeramente metamorfizados del monte Pisani (Martini, 1978), también de extraordinario desarrollo vertical, pero en los que la pared frontal o visera se va destruyendo. Según algunos autores, la formación de esta visera, generalmente por endurecimiento de la roca por la deposición de óxidos, es imprescindible para que se desarrolle este tipo de tafone, por lo menos en areniscas (Mainguet, 1972). La ventana que aparece en este tafone inferior de Maragil, podría haberse originado en combinación con una pila en sillón o gnama en vertiente, situada en la repisa, como alguna de las que de forma incipiente aparecen a su alrededor. Este tafone se encontraría en la segunda de las fases evolutivas propuestas por Vidal y Twidale (1998), anisótropa, con desarrollo activo de estructuras en panal.

El tafone superior de Maragil, más complejo, sería de tipo laja y, por lo menos la parte interior, seguiría en la fase de crecimiento isótropo, siguiendo a los mismos autores (Vidal & Twidale, 1998).

Tal vez el hecho de situarse todos los tafoni de Maragil en un escarpe de articulación tectónico, podría justificar que su origen responda a la deformación mecánica inducida durante la formación del macizo, lo que justificaría su alineación según una fractura latente.

Un aspecto interesante de los tafoni de Peña Hueca es el ocurrir en gneis, roca poco frecuente para este tipo de micromodelado: se han señalado en los gneises del Cabo de San Adrián, en Galicia (Vidal, 1983), Córcega (LIGUS, 1952), la Antártida (Calkin & Cailleux, 1962; Prebble, 1967) y escasas zonas más (Mustoe, 1982). Posiblemente esto se debe a que su foliación le hace poco propicia para formas erosivas curvas (Sanz, 1988), concepto relacionado con la necesidad de rocas masivas, isótropas, de composición homogénea y granular sin bruscas variaciones como bandeados o estratificaciones para poder formarse tafoni (Vidal, 1983). Otros autores consideran que la esquistosidad y pseudoestratificación deben jugar un

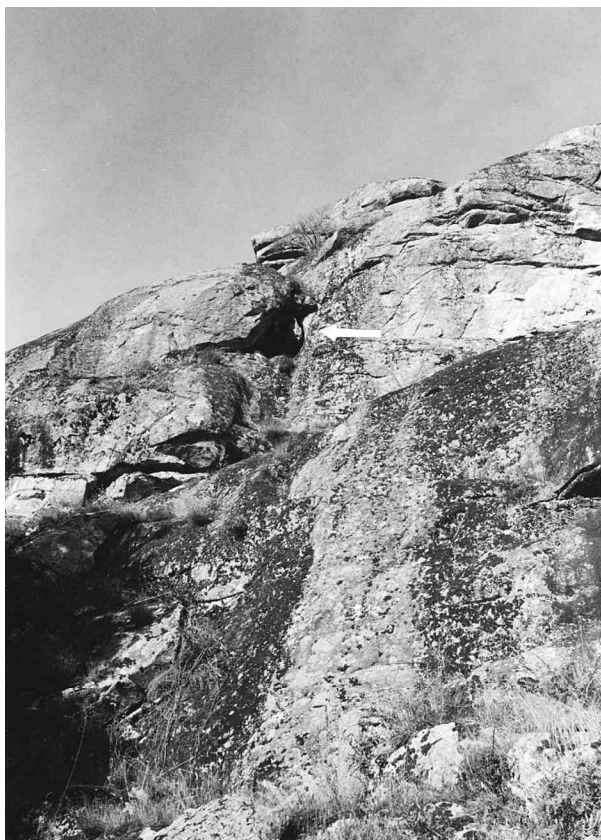


Fig. 5. Tafone inferior de Maragil visto desde el pie del lanchar.
Lower tafone of Maragil. View from the base of the relief

papel considerable en el desarrollo de los tafoni en gneis (LIGUS, 1952). En este sentido, quizás la presencia de una foliación bien desarrollada y de megacrístales de feldespato potásico en los gneises de Peña Hueca (Bellido *et al.*, 1991), sea la causa que ha dado lugar a las formas tan irregulares (poco esféricas) de alguna de las cavernas allí presentes.

6. Sobre la escasez de tafoni en Guadarrama

Los tafoni descritos no constituyen extremos de variación de otros tafoni existentes en los roquedos de la zona, sino que parecen ser los únicos existentes, estando ausentes incluso de los bloques del mismo roquedo adyacentes a los descritos. Otras formas de micromodelado como setas y pilancones son más frecuentes, existiendo de las primeras varias dispersas por el término de Bustarviejo, y de los últimos, existen agrupaciones en otros roquedos como Cabeza de Arcón, Mondalindo, Peñas de los Hontanares, las Pilas, etc. Realmente en el Sistema Central y en particular en la Sierra de Guadarrama, los tafoni descritos son muy escasos y reducidos, a pesar de contar con excepcionales afloramientos rocosos como la Pedriza, Sierra de la Cabrera y otros (Centeno, 1988; Pedraza *et al.*, 1989; Rublo, 1991; Sanz-Herráiz, 1988). Paradójicamente este tipo de «horados» son conocidos en la región desde antiguo (Prado, 1864), en lo que parece ser la primera referencia mundial a los mismos (Vidal & Twidale, 1998).

La escasez de tafoni en estas sierras podría deberse a la escasa eficacia de los procesos de desagregación granular y descamación en condiciones aéreas, dado que es difícil imaginar que fenómenos como la deformación mecánica por presión litostática pudiera dejar de actuar en la región.



Figura 6. Tafone superior de Maragil visto desde el sur
Upper tafone of Maragil. South view

Los procesos de desgregación granular o descamación diferencial que dan lugar a este tipo de formas se han atribuido a varios procesos como hidratación, hidrólisis, crioclastia, y más frecuentemente por haloclastia, principalmente por el crecimiento de cristales de yeso y halita (Cook *et al* 1993; Vidal 1983; Twidale, 1982; Vidal & Twidale 1998).

La distribución global de los tafoni parece apoyar el papel del haloclastismo. Así parecen ser más abundantes en zonas costeras o desérticas y semidesérticas (Cook *et al.*, 1993; Mainguet, 1972; Sunamura, 1992; Vidal & Twidale 1998). En Centroeuroa, especialmente en el interior, hay descritos escasos ejemplos, como en las areniscas de Fontainebleau (Francia) y en las areniscas y granitos de algunos macizos de la antigua Checoslovaquia (Robinson & Willians, 1994; Mainguet, 1972; Demeck, 1964). Parecen ser más frecuentes en las zonas de clima mediterráneo, donde la aridez se muestra estacionalmente. En algunas de estas zonas, como Córcega y el centro y sur de Italia, se ha señalado que su frecuencia se reduce con la altitud y la distancia al mar (LIGUS, 1952; Martini, 1978).

También su patrón de distribución en la Península Ibérica es coherente con el haloclastismo. Aquí, los tafoni descritos en el interior (Casquel *et al.*, 1988; Rodríguez & Navascués, 1982; Sancho & Benito, 1990; Sancho & Gutiérrez, 1990; Sanz, 1996; Soriano, 1987; Tena *et al.*, 1984) aparecen en rocas sedimentarias y a veces en comarcas bastante áridas o por lo menos en zonas de clima mediterráneo, que son propicias para el desarrollo secundario de sales. En la mayoría de los casos citados la haloclastia ha sido expresamente señalada como el causante directo de los procesos de tafonización. La única excepción la constituyen los tafoni desarrollados en los granitos del interior de Galicia, donde parecen ser frecuentes (Vidal

Romaní, 1983) y los señalados para Guadarrama. Dado el contexto climático y geológico de ambas situaciones, sólo podría considerarse el papel de las sales innatas a las rocas cristalinas (tanto como constituyentes de las mismas como resultantes de la alteración de los feldespatos y filosilicatos).

Los análisis geoquímicos realizados, tanto de los ortogneises glandulares del ámbito de Peña Hueca (Casquet *et al.*, 1990) como de los granitos del plutón de la Cabrera (Bellido *et al.*, 1991), no dan ningún indicio de la presencia de sulfatos o cloruros, si de fosfatos y de los cationes de sodio y potasio, aunque se desconoce si estos pueden provocar haloclastismo, papel ya apuntado para los últimos (Mustoe, 1983). Además, dada su escasa concentración, también se requeriría un particular proceso adicional de enriquecimiento. Tal vez podría suponerse que sucesivos procesos de humectación de los bloques, incluidas las paredes no expuestas (por niebla o condensación), seguidas de desecación, provocarían la concentración de las sales en aquellos puntos que permanecen más tiempo húmedos pero por los que no se produce escurrimiento del agua, que lavaría las sales. Estos puntos corresponden con la superficie inferior de los bloques, punto de inicio de los tafoni bloque, o el propio interior de los tafoni una vez formados.

La necesidad de ocurrir la concentración y el enriquecimiento en sales en puntos donde la estructura de la roca ha sido dañada, que por otro lado debe favorecer la retención de humedad por la porosidad inducida, explicaría la escasez de tafoni en esta región. Estos procesos justificarían también las observaciones en ambientes similares como el interior de Italia, donde se ha señalado que aparecen de forma aislada y relacionados con situaciones locales, tales como anomalías en la roca, con formación de agujeros profundos, o presencia de manantiales que proporcionan alta humedad (Martini, 1978).

Por tanto, los tafoni situados en zonas aparentemente poco propicias como los aquí descritos deben ser especialmente idóneos para comprobar la hipótesis de la haloclastia. Alternativamente se reforzaría la idea de que los tafoni son una forma convergente de distintos procesos de meteorización diferencial dependiente de las condiciones ambientales, litología y estructura. En este caso, tal vez la convergencia deriva del papel conductor que tiene el agua en procesos tales como humectación-desecación, haloclastia, crioclastia, hidrólisis, disolución, etc.

Agradecimientos

A Susana Requena y Carlos Cummings. Juan Ramón Vidal Romaní, Juan D. Centeno y Pablo G. Silva ayudaron a la mejora de este manuscrito.

Referencias bibliográficas

- Bardají, T.; de Dios Centeno, J.; Fernández, P. & Pedraza, J.** (1990): Memoria (Geomorfología) y mapa geomorfológico. *Hoja Torrelaguna (509). Mapa geológico de España 1:50.000*. IGME. Madrid.
- Birot, P.** (1981): *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson. Paris.
- Demek, J.C.** (1964): Slope development in granite areas of the Bohemian Massif. Czechoslovakia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8:82-106.
- Calkin, P. & Cailleux, A.** (1962): A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6:317-324.
- Casquet, T.; Cerdá, A.; Ferrer, C. Fumanal, M.P.; Manzanares, V. & Viñals, M.J.** (1989): Los depósitos cuaternarios de L'Arenal de Petrer (Alicante). *Cuadernos de Geografía. Universidad de Valencia*, 45: 21-34.
- Casquet, C.; Navidad, M. & Ibarrola, E.** (1990) Memoria (petrología). *Hoja Torrelaguna (509). Mapa geológico de España 1:50.000*. IGME. Madrid.
- Centeno, J. D.** (1988): *Morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central español)*. Madrid. Universidad Complutense: 321 pp.
- Cook, R.; Warren, A. & Goudie, A.** (1993): *Desert geomorphology*. UCL Press.
- Edeso, J.M.** (1988): Microformas en las areniscas eocenas de la formación Jaizkibel. *Lurralde. Investigación y espacio*, 11: 57-84.

- Fernández, P.; Centeno, J.D.; Bardají, T. & Sanz, M.A.** (1991): Memoria (Geomorfología) y mapa geomorfológico. *Hoja Buitrago del Lozoya (484). Mapa geológico de España 1:50.000*. IGME. Madrid.
- L.I.G.U.S.** (1952): Problèmes géomorphologiques corses. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 3: 157-197.
- Mainquet, M.** (1972): *Le modelé des gres. Problèmes généraux*. I. Geographie National. Paris.
- Martini, I.P.** (1978): Tafoni weathering, with examples from Tuscany, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22(1): 44-67.
- Mustoe, G.E.** (1983): Cavernous weathering in the Capitol Reef desert, Utah. *Earth surface processes and landforms* 8: 517-526.
- Mustoe, G.E.** (1982): The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America*, 93:108-115.
- Pedraza, J.; Sanz, M.A. & Martín, A.** (1989): *Formas graníticas de la Pedriza*. Madrid. Agencia de Medio Ambiente: 205 pp.
- Prado, C. de** (1864): *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Edición del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (1975). Madrid.
- Prebble, M.M.** (1967): Cavernous weathering in the Taylor Dry Valley, Victoria Land, Antarctica. *Nature*, 216:1194-1195.
- Rodríguez, J. & Navascués, L.** (1982): La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, 19: 7-12.
- Rublo, J.C.** (1991): *Geomorfología y cuaternario de las sierras del Barco y Bejar (Sistema Central español)*. Madrid. Universidad Complutense: 353 pp.
- Sancho, C. & Benito, G.** (1990): Factors controlling tafoni weathering in the Ebro basin (NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34: 165-177.
- Sancho, C. & Gutiérrez, M.** (1990): Análisis morfogenético de la tafonización de la arenisca de Peraltila (Anticlinal de Barbastro, Depresión del Ebro): Influencia de los factores mineralógico-texturales. *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 131-145.
- Sanz Herraíz, C.** (1988): *El relieve del Guadarrama oriental*. Madrid. Comunidad de Madrid: 607 pp.
- Sanz Pérez, E.** (1996): Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purbeck-Weald del noroeste de la Cordillera Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10(3-4): 47-61.
- Soriano, M.A.** (1987): Características de los tafonis y alveolos desarrollados al sur de Zaragoza. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 42:123-130.
- Sunamura, T.** (1992): *Geomorphology of rocky coasts*. Chichester. John Wiley & sons: 302 pp.
- Tena, J.; Mandado, J. & García, J.** (1984): Influencia de la recristalización de sales en los procesos de meteorización subaérea en el valle del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10: 189-200.
- Twidale, C.R.** (1982): *Granite landforms*. Amsterdam. Elsevier: 372 pp.
- Vidal Romaní, J.R.** (1983): *El Cuaternario en la Provincia de la Coruña. Modelos elásticos para la formación de cavidades*. Madrid. Universidad Complutense: 283 pp.
- Vidal Romaní, J.R. & Twidale, C.R.** (1998): *Formas y paisajes graníticos*. La Coruña. Universidad da Coruña: 411 pp.

Recibido el 27 de Octubre de 1998

Aceptado el 16 de Marzo de 1999