



CARACTERIZACIÓN DE AGRIETAMIENTOS POLIGONALES SOBRE GRANITO EN LA PEDRIZA DE MANZANARES Y EN CENICIENTOS, MADRID (SISTEMA CENTRAL)

M. GARCÍA-RODRÍGUEZ

Facultad de Ciencias. Dpto. Ciencias analíticas (UNED)
manu.garo@ccia.uned.es

M. GOMEZ-HERAS

CEI Moncloa (UPM, UCM y CSIC)
ETS Arquitectura, (UPM) e Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM)
miguel.gomez.heras@gmail.com

M. ALVAREZ DE BUERGO

Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM)
monica.alvarez@csic.es

R. FORT GONZÁLEZ

Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM)
rafael.fort@csic.es

J.D. CENTENO CARRILLO

Departamento de Geodinámica (UCM)
juande@geo.ucm.es

Recibido: 9 de septiembre del 2013
Enviado a evaluar: 19 de septiembre del 2013
Aceptado: 2 de junio del 2014

RESUMEN

El Sistema Central español recorre el interior de la Península Ibérica en dirección Este - Oeste y está constituido principalmente por granitoides y gneises. Los granitoides incluyen distintos tipos de granito, con variaciones mineralógicas y texturales. Estos granitos muestran un complejo sistema de fracturas producidas durante las orogénias Varsica y Alpina que han dado como resultado paisajes con paredes de alturas que pueden superar el centenar de metros, alternando con bolos sueltos (La Pedriza de Manzanares, Madrid), así como paisajes en los que únicamente se encuentran bolos aislados (Cenicientos, Madrid). Este trabajo de carácter descriptivo, tiene por objeto reconocer y caracterizar los agrietamientos poligonales que aparecen en los granitos de ambas zonas con características geomorfológicas diferentes, con el fin de intentar establecer las relaciones genéticas existentes entre ellos.

Palabras clave: Parque Nacional Sierra de Guadarrama, Pedriza de Manzanares, Cenicientos, agrietamientos poligonales, meteorización granito.

Characterization of cracking on granite polygonal in Pedriza de Manzanares and Cenicientos, Madrid (Central System)

ABSTRACT

The granitoid of the core or the Spanish Central Range where intruded in the late Variscan orogeny. They show a wide petrological variety and several sets of fractures, both related to late Variscan and Alpine orogenies. These fractures influence the landforms (from hundred-meter walls to boulders) in which polygonal cracking appears in different forms. This work shows the results of a first inventory and description of polygonal cracking in two areas of the Spanish Central Range: the Pedriza de Manzanares (dominated by rock walls and tors) and Cenicientos (dominated by boulders and kopjies), both in the province of Madrid.

Keywords: National Park Sierra de Guadarrama, Pedriza de Manzanares, Cenicientos, polygonal cracking, granite weathering.

1. INTRODUCCIÓN

Los agrietamientos poligonales consisten en un mosaico de placas separadas por fracturas o acanaladuras, que recuerdan el caparazón de las tortugas, con formas que suelen tener un patrón de polígonos romboidales (Twidale y Vidal Romaní, 2005; Vidal Romaní, 2008). Las dimensiones más frecuentes de estas placas presentan espesores de unos 5 cm sobre la superficie de la roca, y tamaños que varían entre 2 y 24 cm (Vidal Romaní y Twidale, 2010). Estos agrietamientos, que afectan a diversos tipos de rocas, son particularmente frecuentes en los granitos (Williams y Robinson 1989).

Los agrietamientos poligonales presentan ciertas particularidades (Leonard, 1929) que pueden atribuirse a las características del granito en una etapa final de la consolidación magmática. Factores intrínsecos son la existencia de fracturación y planos de debilidad previos, composición y textura de la roca, o proximidad a la superficie del suelo. Movimientos diferenciales entre los planos de fractura producidos por cizalla pueden provocar estiramientos y/o acortamientos de la roca, creando una fábrica sobre la superficie de dichos planos que puede favorecer el inicio de las grietas poligonales.

Existen multitud de factores que participan en el proceso de meteorización y desarrollo de los agrietamientos que actúan de forma sinérgica. Los factores externos más influyentes tienen relación con el régimen climático (Johnson, 1927), como la meteorización por procesos químicos, rotura debido a la expansión de la parte más superficial de la roca (Sosman, 1916; Schulke, 1973), procesos de hielo – deshielo (Twidale, 1982), desecación de las superficies rocosas debido a la insolación, y rotura de la parte superficial (Robinson y Williams, 1989).

Vidal Romaní (1990) asocia el inicio de las grietas poligonales a una etapa rígido-dúctil sin migración de fluidos, que tendría lugar con el magma prácticamente consolidado. Cuando la deformación es pronunciada (Ramsay and Huber, 1987) se forman núcleos esféricos que afectan a los bloques cúbicos o cuadrangulares, sobre los que también se desarrollarán los agrietamientos (Twidale, 1982; Thomas, 1994; Vidal Romaní and Twidale, 1998; Twidale and Vidal Romaní, 2005; Migon, 2006).

Los polígonos pueden formarse como resultado de esfuerzos (compresivos o distensivos) en la superficie de la roca, más probablemente debido a esfuerzos compresivos (Williams and Robinson, 1989). Twidale (1982) describe agrietamientos poligonales sobre superficies curvas en algunos lugares de Australia que indican esfuerzos compresivos. Cada vez más, parece admitido que la principal causa de planos de fractura curvos en rocas graníticas tiene relación con esfuerzos compresivos más que por descompresión por liberación de carga superficial (Twidale and Burne, 2009). Este hecho permitiría explicar la abundancia de agrietamientos sobre superficies curvas en nuestra zona de estudio, sobre bolos y asociados a planos de fracturas curvas de gran radio. El área superficial de cuerpos esféricos incrementa en $2/3$ el poder de expansión de la roca y por tanto favorecería el desarrollo de los agrietamientos poligonales (Williams and Robinson, 1989).

En la mayoría de los casos la geometría de los polígonos suele estar afectada por la pendiente de la superficie de la roca. En paredes verticales suele haber una tendencia a que los polígonos se elonguen en la dirección de la pendiente. Por otra parte, en paredes verticales es común la intersección con fracturas en ángulo recto que favorece la formación de polígonos cuadrados o rectangulares (Williams and Robinson, 1989). Con esfuerzos unidireccionales los primeros agrietamientos en formarse tienden a tener formas con ángulos rectos dando lugar a "polígonos ortogonales" (Lachenbruch 1962, 1966). Existen "polígonos no ortogonales", definidos como aquellos que presentan cinco o seis caras, y que suelen relacionarse con materiales muy homogéneos y donde el esfuerzo se aplica con mucha rapidez (Lachenbruch 1962, 1966).

Estudios recientes sobre modelización de esfuerzos (Lang et al., 2010) en rocas graníticas, indican que la heterogeneidad de la geometría de los granos minerales representan el factor más significativo en formación de grietas a microescala.

Williams and Robinson (1989) explican que el espaciado de las caras de los polígonos depende de la dureza de la roca y de la cantidad de esfuerzo aplicado. Pequeños esfuerzos tienden a producir pocos polígonos grandes, y esfuerzos intensos, polígonos pequeños más numerosos. El desarrollo de las grietas incipientes de origen tectónico continúa en condiciones aéreas (Twidale, 2002).

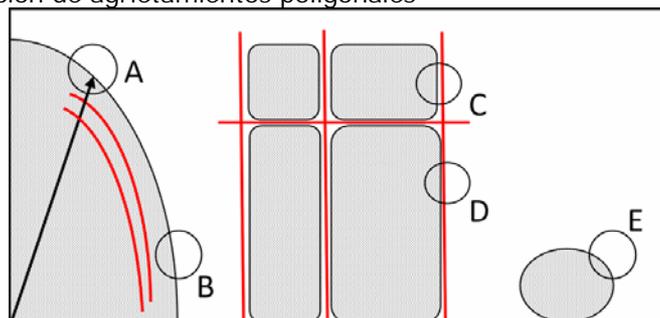
La insolación es un agente potencial de meteorización a través de los esfuerzos generados por diferencias de temperatura (Rice 1976; Smith, 1977, Gómez-Heras, 2006; Gómez-Heras et al., 2006, 2008; Hall et al., 2007, 2008). Para comprender el efecto de los cambios de temperatura en la meteorización de las rocas se requiere conocer cómo influyen las diferencias de temperatura a escala de los granos minerales que componen la roca (Hall and André, 2003; Gómez-Heras et al., 2006). En rocas heterogéneas como el granito, los diferentes cristales que componen la roca, como por ejemplo el cuarzo y el feldespato, tienen diferentes coeficientes de dilatación térmica y por tanto diferente respuesta ante la meteorización por efecto de la temperatura.

Moore et al. (2008) proponen un modelo en el que el crecimiento por hidratación y por efecto térmico sobre las grietas depende del contenido local de agua en los bordes de los extremos de las grietas. Las grietas sometidas a una menor insolación retienen más humedad que las que tienen mayor insolación, alterándose más rápido.

Con frecuencia las grietas poligonales se desarrollan sobre superficies endurecidas formadas por óxidos de hierro, manganeso y sílice (Twidale and Bourne, 1975), y por alteración subedáfica en zonas donde el bloque ha sido afectado por cizalla (Vidal and Twidale, 1998). No obstante, Twidale (año) admite que estos óxidos no están presentes en todos los agrietamientos poligonales.

García-Rodríguez et al, (2013) presentan una clasificación de agrietamientos poligonales atendiendo a su posición en relación con planos de fractura que afectan a las rocas (Figura 1).

Figura 1. Localización de agrietamientos poligonales¹



Fuente: García-Rodríguez et al. (2013).

En este trabajo se realiza una caracterización de tipo cualitativo de los agrietamientos poligonales reconocidos en dos zonas de características geomorfológicas diferentes como son la Pedriza de Manzanares y Cenicientos, ambas zonas localizadas en la Comunidad de Madrid. El objeto último de dicha caracterización y clasificación ha sido intentar establecer las relaciones genéticas entre ambas zonas.

2. CONTEXTO

2.1. SISTEMA CENTRAL

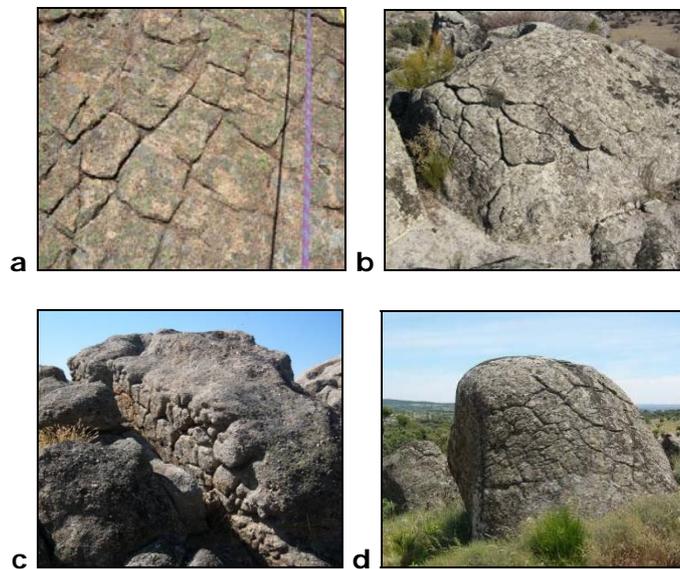
La presencia de grietas poligonales es muy frecuente en los granitos del Sistema Central español que forman las Sierras de Guadarrama y Gredos. Estos granitos incluyen variaciones mineralógicas y texturales que influyen en los procesos de meteorización y alteración de las rocas, dando origen a morfologías diferentes. El Sistema Central fue la zona axial de la cordillera Ibérica (Iberian belt) formada durante la orogenia Varisca que ha sido estudiada desde mediados del siglo XX (Peinado et al., 1981). La orogenia Alpina levantó el Sistema Central actual reactivando fracturas variscas y creando un relieve de horst-graben limitados por fallas inversas. Este levantamiento alpino se produce en tres grandes fases desde el

¹ En rojo las fracturas principales. (A) En zona superior de superficies de fractura de gran radio, generalmente a una altura superior a unos 30 m. Presentan formas irregulares, con una incisión profunda y suelen estar erosionados por acanaladuras. (B) En la parte inferior de fracturas de gran radio y paredes verticalizadas. Tienen menor desarrollo que los de la parte superior y presentan menor alteración e incisión de las grietas. (C y D) Agrietamientos formados sobre planos de fractura verticales o subverticales. Por norma general, los de la parte superior presentan mayor desarrollo que los de la parte inferior. Con frecuencia los agrietamientos de la posición C son reconocibles en piedras caballeras formados a favor de planos de fractura. (E) En superficies curvas sobre bolos graníticos esféricos.

Oligoceno hasta el Cuaternario (Capote et al., 1990) iniciando un proceso erosivo que da lugar a sedimentos correlativos en la cuenca de Madrid (Megías et al., 1983). Las rocas que forman el Sistema Central están afectadas por un complejo sistema de fracturas heredadas de las orogenias Varisca y Alpina posteriormente, responsables del paisaje actual. Así, es frecuente encontrar zonas con paredes de alturas que pueden superar el centenar de metros, como por ejemplo en la Pedriza de Manzanares, o bien paisajes tipo berrocal en los que predominan bolos aislados como ocurre en la zona de Cenicientos.

La presencia de grietas poligonales es muy frecuente en los granitoides que forman las Sierras de Guadarrama y Gredos del Sistema Central español (Figura 2). A escala regional, durante una etapa de trabajo de campo previa, se identificaron diferentes emplazamientos, bien asociados a planos de fractura (Figuras 2a, 2c), como a bolos graníticos (Figuras 2b, 2d).

Figura 2. Ejemplos de grietas poligonales en el Sistema Central.²



Fuente: Elaboración propia.

La comparación de los afloramientos identificados ha permitido constatar la relación existente entre el desarrollo de grietas poligonales y la disgregación granular, apuntada por Eppes and Griffing, (2010), donde efectivamente se observa una correlación lineal positiva entre el tamaño de grano y el índice de alteración (Hengxing et al., 2009). Las características petrológicas de los granitoides que constituyen los diferentes plutones de la Sierra del Guadarrama y de Gredos favorecen las formas de deterioro existentes.

Así, los afloramientos graníticos con mayor tamaño de grano (monzogranitos de grano medio-grueso), como son los de la zona de Zarzalejo, Ulaca y Cenicientos (Figuras 2b, 2c, 2d) (Fort et al., 2013), presentan mayor disgregación que los de

² (a) Sobre un muro plano coincidente con un plano de fractura a 20 m de altura (La Pedriza, Madrid). (b) Sobre una superficie curva en un bolo granítico (Zarzalejo, Madrid). (c) Sobre un plano de fractura próximo al suelo (Ulaca, Ávila), (d) Sobre un bolo (Cenicientos, Madrid).

menor tamaño, constituidos por leucogranitos de grano fino-medio, como los que aparecen en Valdemanco y La Pedriza (Figura 2a) (De Pedraza, et al., 1989).

En un contexto amplio, se han identificado diferentes emplazamientos con agrietamientos poligonales, bien asociados a planos de fractura, o a bolos graníticos con fracturas concéntricas presentes ya en una fase previa a la exhumación del granito. Este trabajo se centra en dos zonas de estudio: Cenicientos, donde los agrietamientos poligonales se localizan asociados a bolos graníticos, y la Pedriza de Manzanares, en la que todos los agrietamientos tienen relación con planos de fractura.

2.2. ÁREA DE CENICIENTOS

La zona estudiada se localiza en el entorno de la localidad de Cenicientos, situada unos 80 km al SW de Madrid. Se trata de una región comprendida entre los 500 y 800 m de altitud, con elevaciones abruptas de hasta unos 1200 m, que se distribuyen de manera irregular por los alrededores.

Las características climáticas de la zona están determinadas por la cercanía de las Sierras de Guadarrama y Gredos, lo cual provoca desniveles de hasta 800 m de altitud, con un gradiente de temperatura y precipitación alto. Según el índice de Thornthwaite (1948), el clima de la zona se puede definir como Mediterráneo subhúmedo.

Las rocas presentes pertenecen a la unidad litológica denominada "Monzogranitos biotíticos porfídicos Tipo Rozas de Puerto Real" (IGME, 2007). La zona de estudio ha sido objeto de numerosos trabajos de tipo petrológico (Bellido, 1981; Villaseca y Herreros 2009) y no tanto de tipo geomorfológico y de meteorización. El estudio petrográfico de trabajos previos (Martínez, 2011) realizado en diferentes bloques de la zona, ha permitido identificar como constituyentes principales del granito al cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita. Las fases accesorias más abundantes son el zircón y el apatito, y los minerales secundarios predominantes son agregados de sericita.

Geomorfológicamente el paisaje es de tipo berrocal, donde afloran superficies dómicas con fracturas subparalelas y lanchares, sobre las que apoyan bloques que han quedado aislados entre zonas de fracturas, principalmente N10E y N55E, expuestos a la superficie por meteorización diferencial a favor de los planos de fractura (Lister, 1987; Twidale, 1986; Campbell and Twidale, 1995).

2.3. LA PEDRIZA DE MANZANARES

La Pedriza de Manzanares ocupa 4958 Ha (Comunidad de Madrid. 2007) en las laderas meridionales de la sierra de Guadarrama, formando una vertiente compleja, entre las cumbres de la sierra de Cuerda Larga (> 2000 m de altitud) y la plataforma de arrasamiento cerca de la población de Manzanares el Real (900 m de altitud). La atractiva geomorfología de este entorno y su ecosistema complejo (y relativamente bien conservado) convirtieron a la Pedriza en uno de los primeros espacios protegidos españoles, allá por 1924, hasta incorporarse recientemente a la declaración del Parque Nacional de Guadarrama. Como consecuencia de sus atractivos, su accesibilidad desde Madrid y las instalaciones públicas existentes, la Pedriza ha sido desde el primer tercio del siglo XX una zona recreativa visitada, escalada y explorada por varios millones de personas. La tradición de zona de escalada también ha contribuido a este trabajo, al hacer accesible en varias vías de escalada agrietamientos poligonales de todo tipo.

Según el IGME (1988), el clima de la región podría ser clasificado como Mediterráneo templado - frío, húmedo, con una pluviometría y temperatura medias anuales de 800-900 mm/año y 11-12°C respectivamente para altitudes de 800-1200 m, y de unos 1000-1500 mm/año y 9-10°C para altitudes comprendidas entre 1200-1600 m.

La Pedriza de Manzanares comprende dos zonas bien definidas con características mineralógicas y geomorfológicas algo diferentes, conocidas como Pedriza posterior y Pedriza anterior. La Pedriza posterior se sitúa al norte de la Pedriza anterior e incluye las zonas de mayor altitud, como por ejemplo las Torres de la Pedriza (2029 m). La Pedriza anterior, donde se localizan los agrietamientos estudiados en este trabajo, se extiende desde la localidad de Manzanares el Real hasta la falla del collado de la Dehesilla al collado Cabrón, con un área de unas 1580 Ha y altitudes que oscilan entre unos 900 m en el pueblo de Manzanares el Real, y 1719 m en la cima del Yelmo. En particular, el área de estudio cubre una superficie de unas 1400 hectáreas, entre altitudes comprendidas entre 1000 m y 1500 m. La Pedriza anterior está formada por leucogranitos cuyas características se describen seguidamente.

En estas rocas el feldespato potásico micropertítico cristalizó después del cuarzo y la plagioclasa y generalmente con biotita. El circón, la xenotima y monazita son los minerales accesorios más comunes. La plagioclasa aparece pobremente zonada, con cristales entre subhedrales y anhedrales. Con frecuencia aparece una película de plagioclasa rica en albita (en ocasiones mirmekítica) entre los feldespatos potásicos. La biotita es el principal mineral máfico en los leucogranitos de Pedriza. Aparece como escamas subhedrales a euhedrales (Pérez-Soba y Villaseca, 2010). Información más detallada sobre mineralogía y composición química de los granitos puede encontrarse en Villaseca et al. (1998) and Bea et al. (1999).

Las rocas filonianas aparecen en La Pedriza como diques que se distribuyen dentro de la masa de rocas graníticas, siendo los más notables los de dirección E-W y de composición microdiorítica, aplítica y de porfidos graníticos.

Al final de la orogenia Varisca se produjo la intrusión de cuerpos plutónicos en diversas fases. La Pedriza está constituida por un episodio tardío de intrusión de granitos de tipo I altamente fraccionados (Pérez-Soba y Villaseca, 2010). Siguió un largo periodo de arrasamiento de la cordillera Ibérica, cuyos restos de superficies erosivas han sido reconocidos desde los trabajos de Schwenzner, (1936) y de Pedraza (1975). El levantamiento alpino produce una vertiente escalonada en la que se forman relieves grabados conforme la meteorización penetra a favor de las fracturas y el levantamiento permite la evacuación de regolito hacia la cuenca del Tajo (de Pedraza et al., 1989).

La red de fracturación preferente es de dirección E-W, ENE-WSW, encontrándose de dos tipos: planas rectilíneas y curvas. Las fracturas planas forman un enrejado de fracturas paralelas que pueden ser verticales, horizontales o inclinadas, que dividen la roca en un sistema ortogonal de fracturas. La gran red de fracturación y la intensa meteorización del macizo rocoso que se inició en condiciones subaéreas, ha permitido que las piedras caballeras sean una forma muy común en la Pedriza, no siendo difícil reconocer hasta cuatro bloques apilados uno encima de otro en perfecto equilibrio. Las fracturas de tipo curvo siguen planos de fractura que mantienen cierto paralelismo con la superficie de los afloramientos formando lajas. Los relieves resultantes presentan formas dómicas dando origen a

grandes paredes de verticalidad muy variada (de Pedraza et al., 1989). La dirección predominante de estos planos curvos es E-W, con orientación hacia el sur. Por lo general, estas fracturas son más verticales en la base y pierden inclinación en las zonas altas.

3. DESCRIPCIÓN

Como el objetivo del trabajo es caracterizar la morfometría de los agrietamientos en Cenicientos y en La Pedriza, en un intento de buscar patrones que permitieran explicar su origen, se ha realizado un exhaustivo trabajo de campo con objeto de localizar agrietamientos poligonales, midiendo las orientaciones sobre las que se desarrollan los agrietamientos y las direcciones de las fracturas. Cada una de las zonas comprende rocas de mineralogía homogénea, presencia de planos de fractura verticales de superficie plana, y mismo ambiente morfoclimático.

En la zona de Cenicientos la abundancia de bolos graníticos con tamaños variables entre 1 m y unos 5 m de diámetro, ha permitido un fácil y cómodo acceso a las medidas y observaciones. Todos los agrietamientos se localizan sobre las superficies curvas de los bloques o bien en fracturas verticales que parten dichos bolos.

En el caso de la Pedriza de Manzanares, debido a la dificultad para desplazarse por la zona de estudio, en muchos casos ha sido necesario recurrir a técnicas de escalada que permitieran acceder a las zonas con agrietamientos. En esta zona la presencia de agrietamientos se localiza sobre muros o en bloques con superficies planas correspondientes a planos de fractura.

En ambas zonas, para garantizar la fiabilidad de las observaciones y de las medidas de las orientaciones de los agrietamientos con objeto de poder establecer relaciones morfométricas, siempre se han realizado sobre planos de roca que no han sufrido desplazamiento, o volteo en el caso de bloques, y permanecen in situ.

La identificación y clasificación de los tipos de agrietamientos en cada una de las zonas se ha realizado a partir de la sistemática presentada en (García-Rodríguez et al., 2013), en la que se establecen cuatro tipos de agrietamientos relacionados con planos de fractura, y un quinto tipo relacionado con bolos y planos curvos en "capas de cebolla" (figura 1).

Este trabajo constituye una primera fase de un estudio más amplio que tiene por objeto definir parámetros que permitan cuantificar el tamaño y forma de los diferentes agrietamientos.

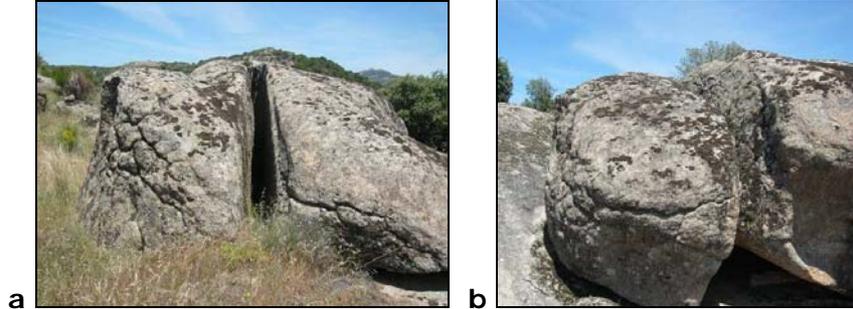
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. CENICIENTOS

Según la clasificación presentada en García-Rodríguez et al. (2013) (figura 1) los agrietamientos poligonales identificados en la zona de Cenicientos pertenecen a los tipos D y E. Es decir se relacionan tanto con planos de fractura verticales como con fracturas concéntricas de los bolos. En ambos casos las orientaciones de los agrietamientos se localizan hacia el E, S y W, no habiéndose reconocido agrietamientos con orientación norte. Este hecho sugiere una relación entre el origen de los agrietamientos y la insolación (orientación). Prueba de ello es la presencia de agrietamientos en la parte superior de fracturas, que tras haber

sufrido un desplazamiento, parte de la fractura ha quedado expuesta a una mayor insolación y ha permitido el desarrollo de agrietamientos (Figuras 3a y 3b).

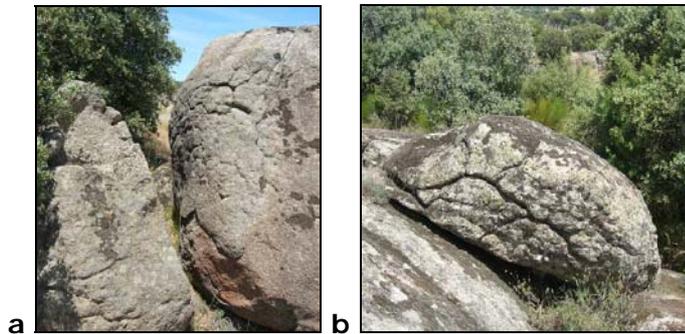
Figura 3. Bloque partido por una fractura³.



Fuente: Elaboración propia.

La orientación de las caras de los bloques graníticos sobre las que se desarrollan agrietamientos poligonales es coincidente con la dirección de las fracturas de los granitos en la región (Figuras 4a y 4b). El origen de agrietamientos sobre los bolos puede relacionarse con las fracturas en capas de cebolla de dichos bloques previas a la exhumación del granito (Figuras 5a y 5b).

Figura 4. Agrietamientos en bolos graníticos sobre superficies curvas orientadas al SW.



Fuente: Elaboración propia.

³ (a) Bloque partido por una fractura de dirección SSW-NNE que ha desarrollado agrietamientos poligonales en sus caras S, SW y W. La fractura central está protegida de la insolación y sobre ella no se han desarrollado agrietamientos. (b) Bloque partido por una fractura de dirección SSW-NNE, con desplazamiento de ambos bloques. Los agrietamientos poligonales están presentes en las caras S, SW y W, incluyendo la parte superior de la fractura central expuesta a insolación.

Figura 5. Formación de bolos por meteorización bajo la superficie del terreno a favor de planos de fractura concéntricos en “capas de cebolla”.⁴

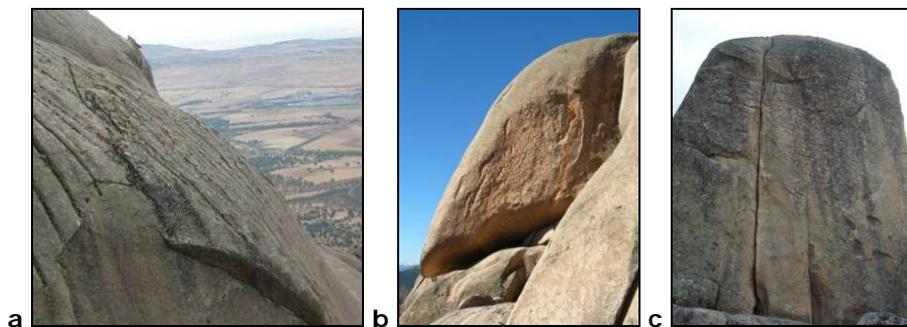


Fuente: Elaboración propia.

4.2. LA PEDRIZA

En la Pedriza de Manzanares se han identificado numerosos agrietamientos (Figura 6) pertenecientes a cuatro de los cinco tipos de la clasificación presentados en García-Rodríguez et al. (2013): Agrietamientos tipo A localizados en la zona superior de superficies de fractura de gran radio, agrietamientos tipo B situados en la parte inferior de fracturas de gran radio y paredes verticalizadas, y tipos C y D, formados sobre planos de fractura verticales o subverticales ($90^\circ - 70^\circ$), incluyendo piedras caballeras a favor de planos de fractura. No se han encontrado agrietamientos del tipo E, sobre superficies curvas en bolos graníticos.

Figura 6. Ejemplos de algunos tipos de agrietamientos en la Pedriza⁵.



Fuente: Elaboración propia.

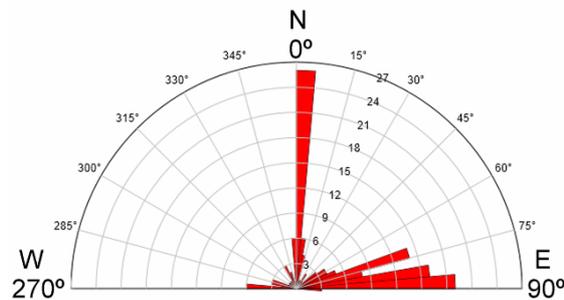
⁴ (a) Vista general y (b) detalle de un bolo.

⁵ (a) Sobre un plano de fractura curvo de gran radio en una pared a 40 m de altura surcados por acanaladuras (Tipo A). (b) Agrietamientos en un plano de fractura de una piedra caballera (Tipo C). (c) Agrietamientos en una pared vertical en plano de fractura (Tipo B y D).

Los agrietamientos del tipo A, situados en la parte superior de planos curvos de gran radio en paredes de cierta altura, unos 60 a 150 metros desde el suelo, tienen dimensiones de cada placa mayores, que tienden a disminuir de tamaño hacia zonas inferiores del afloramiento en donde aparecen en posición vertical. En estas zonas las placas de los agrietamientos llegan a quedar separadas de la pared hasta unos cinco centímetros, y permanecen unidas a la pared sólo por la parte inferior, formando lo que localmente se conoce como “setas”. El fuerte desarrollo de estos agrietamientos y la gran incisión que presentan sus bordes puede explicarse por un mayor tiempo de permanencia del agua sobre las grietas al tratarse de zonas con menos pendiente que permiten retener el agua de lluvia y escorrentía directa por más tiempo Moores et al. (2008).

En la Pedriza de Manzanares los planos que presentan agrietamientos poligonales forman una red ortogonal entre fracturas W-E o WSW-ENE y N-S (Figura 7). Esta dirección predominante de fracturas da origen a paredes con alturas que varían desde unos pocos metros hasta algo más del centenar de metros.

Figura 7. Principales direcciones de fracturación en la Pedriza anterior⁶.



Fuente: Elaboración propia.

Los muros que tienen mayor altura suelen estar orientados hacia el sur y con buzamiento en el mismo sentido sur. La abundancia de fracturas de dirección W-E es precisamente la responsable del relieve escalonado que presenta la Pedriza anterior en la vertiente que apunta hacia el pueblo de Manzanares el Real.

En la inmensa mayoría de los afloramientos visitados, las grietas poligonales están orientadas hacia el oeste, el sur, o bien al este. La tabla 1 presenta un resumen con los tipos de agrietamientos reconocidos en La Pedriza de Manzanares y en Cenicientos.

⁶ Principales direcciones de fracturación en la Pedriza anterior representadas a partir de una muestra aleatoria de 150 medidas.

Tabla 1. Resumen de tipos de agrietamientos identificados: frecuencia y orientación

	Pedriza de Manzanares	Cenicientos
Tipo de agrietamiento	Frecuencia Ejemplos con nombre propio	Frecuencia Orientación
A. Plano curvo gran radio parte superior	Frecuente Peñas Cagás (S), El Pájaro (E,S,W), Cancho Gordo (S)	No existe
B. Plano curvo gran radio verticalizado parte inferior	Frecuente Peñas Cagás (S)	No existe
C. Plano vertical zona inferior	Muy Frecuente El Reloj (S), Bloques Camino del Tranco (W), Pared Naranja (S), Tres puntas (N), Martes (E), Snoopy (S)	Frecuente (W)
D. Plano vertical zona superior (Piedra caballera)	Frecuente Bloques Brezos (E), Cinco Cestos (E), La Bellota (W), Peñas Cagás (W)	No se han identificado
E. Bolo granítico con fracturación en "capas de cebolla"	No se ha identificado ningún ejemplo de este tipo en la Pedriza	Muy frecuente (E, S, W)

Fuente: Elaboración propia.

5. CONCLUSIONES

En la Pedriza, la morfología de las placas de agrietamientos suelen presentar formas cuadrangulares, rectangulares, romboidales en proporciones similares, o formas irregulares algo menos abundantes. En Cenicientos los agrietamientos tienen siempre aspecto irregular con una tendencia a formar "escamas" en las que la incisión de la grieta es mayor en la parte inferior. El patrón morfológico en ambas zonas parece tener relación directa con la disposición de las fracturas secundarias que afectan a las rocas; bien a favor de un enrejado de fracturas ortogonales o formando cierto ángulo (en La Pedriza) o bien a favor del sistema de fracturas en capas de cebolla (en Cenicientos).

En la Pedriza se han identificado agrietamientos poligonales sobre determinadas piedras caballerías (Por ejemplo bloque de los Brezos, Cinco Cestos) en las que los planos de fractura originales son perfectamente reconocibles. En ningún caso se han reconocido indicios de agrietamientos en la piedras caballerías de formas esféricas por meteorización subedáfica, a pesar de llevar en condiciones aéreas el mismo tiempo que otras con planos de fracturas reconocibles. Este hecho ha permitido constatar una relación directa entre planos de fractura y formación de agrietamientos en la Pedriza, denotando un origen diferente del reconocido sobre las superficies curvas de los bolos de Cenicientos, que sí parece que puede atribuirse a la una estructura en "capas de cebolla".

En ambas zonas los agrietamientos más abundantes y mejor desarrollados presentan orientación sur - sureste, seguidos de los de orientación oeste y este. Menos frecuentes son los agrietamientos con orientación norte. Esto indica que en

su formación parece existir una importante influencia de la acción de la insolación, al ser las orientaciones con más radiación solar las que presentan más agrietamientos. En la Pedriza, el hecho de predominar paredes con orientación hacia el sur, podría explicar en parte la mayor abundancia de agrietamientos con dicha orientación.

6. REFERENCIAS

- BEA F, MONTERO P, MOLINA JF. (1999). Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Ávila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology* 107: 399-419. DOI: 0022-1376/1999/10704-000201.00
- BRADLEY WC, HUTTON JT, TWIDALE CR. (1978). Role of salts in the development of granitic tafoni, South Australia. *The Journal of Geology* 86: 647-654. DOI: 0022-1376/78/8605-001000.81.
- BRUNER WM. (1984). Crack growth during unroofing of crustal rocks: Effects on thermoelastic behavior and near-surface stresses. *Journal of Geophysical Research* 89: 4167-4184. DOI:10.1029/JB089iB06p04167.
- CAMPBELL EM, TWIDALE CR. (1995). Lithologic and climatic convergence in granite morphology. *Cadernos Laboratorio Xelóxico de Laxe* 20: 381-403.
- CAPOTE R, DE VICENTE G, GONZÁLEZ CASADO JM. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta* 7: 20-22.
- CENTENO JD. 1988. Morfología granítica de un sector del Guadarrama Occidental. Editorial Complutense. Colección Tesis Doctorales nº262/88. Madrid.
- CENTENO JD, GARCÍA-RODRÍGUEZ M. (2005). El papel de los procesos gravitacionales en los relieves graníticos: el derrumbe de Peña Sirio (Pedriza de Manzanares, Madrid). *Tecnología@ y Desarrollo* 3
- CHAN MA, YONKEE WA, NETOFF DI, SEILER WM, FORD RL 2008. Polygonal cracks in bedrock on Earth and Mars: Implications for weathering. *Icarus* 194: 65–71. DOI: 10.1016/j.bbr.2011.03.031
- COMUNIDAD DE MADRID. (2007). Atlas. El medio ambiente en la Comunidad de Madrid. Dirección General de Promoción y Disciplina Ambiental. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Madrid.
- DE PEDRAZA J. (1978). Estudio geomorfológico de la Zona de Enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 432 pp.
- DE PEDRAZA J, SANZ MA, MARTÍN A. (1989). Formas graníticas de la Pedriza. Agencia de Medio Ambiente. Comunidad de Madrid. 205 pp.
- DÍAZ DE NEIRA A, LÓPEZ-OLMEDO F, SOLÉ, HERNÁIZ, CALVO SORANDO JP. (2007). Mapa geológico de España 1:50000, Hoja número 580 (Villa del Prado). IGME, Madrid, España
- EPPE MC, GRIFFING D. (2010). Granular disintegration of marble in nature: A thermal-mechanical origin for a grus and corestone landscape. *Geomorphology* 117: 170-180. DOI: 10.1016/j.bbr.2011.03.031
- FORT R, ÁLVAREZ DE BUERGO M, PÉREZ-MONSERRAT E, GÓMEZ-HERAS M, VARAS MJ, FREIRE DM. Evolution in the use of natural building stone in Madrid, Spain. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* (in press, DOI: 10.1144/qjegh2012-041).
- GARCÍA-RODRÍGUEZ M, CENTENO CARRILLO JD, DE PABLO MA. (2008). Relieve y agua en regiones graníticas: un modelo cuantitativo con aplicaciones en la gestión del agua y la geodiversidad. *M+A Revista Electrónica@ de Medioambiente UCM* 5: 41-57.

- GARCÍA-RODRÍGUEZ M, CENTENO JD, ALVAREZ DE BUERGO M. (2012). Weathering landforms exposure and erosion phases in Pedriza de Manzanares (Spanish Central Range). Geophysical Research Abstracts. Vol. 14, EGU2012-6279-1, 2012. EGU General Assembly 2012.
- GARCÍA-RODRÍGUEZ M, ALVAREZ DE BUERGO M, FORT GONZÁLEZ R, GOMEZ-HERAS M, CENTENO CARRILLO J.D. (2013). Thermal and structural controls on polygonal cracking in granite of La Pedriza de Manzanares (Madrid). 8th IAG International Conference on Geomorphology, Paris, 2013.
- GOMEZ-HERAS M, SMITH BJ, FORT R. (2006). Surface temperature differences between minerals in crystalline rocks: Implications for granular disaggregation of granites through thermal fatigue. *Geomorphology* 78 (3-4): 236-249.
- GOMEZ-HERAS M, SMITH BJ, FORT R. (2008). Influence of surface heterogeneities of building granite on its thermal response and its potential for the generation of thermoclasty. *Environmental Geology* 56 (3-4): 547-560
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO J, PÉREZ-SOBA C, VILLASECA C. 2004. Minerales accesorios de Nb-Ta-Ti e Y-REE-Th-U en el Plutón granítico de La Pedriza, Sistema Central Español. *Geotemas* 6: 57-60.
- HALL K, ANDRÉ MF. (2003). Rock thermal data at the grain scale: applicability to granular disintegration in cold environments. *Earth Surf Process Landf* 28: 823-836.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA IGME. (1988). Atlas Geocientífico del Medio Natural de la Comunidad de Madrid.
- JONHSON RJ. (1927). Polygonal weathering in igneous and sedimentary rocks. *American Journal of Science* 13: 440-444.
- LACHENBRUNCH AH. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geological Society of America, Special Paper, 70. 69 p.
- LACHENBRUNCH AH. (1966). Contraction theory of ice wedge polygons: a qualitative discussion. Proceedings of the Permafrost International Conference 63-71. Natl. Acad. Sci. Natl. Research Council Pub. 1287.
- LAN H, MARTIN CD, HU B. (2010). Effect of heterogeneity of brittle rock on micromechanical extensile behavior during compression loading. *Journal of Geophysical Research* 115, 14 p. DOI: 10.1029/2009JB006496.
- LEONARD RJ. (1929). Polygonal cracking in granite. *American Journal of Science* 18: 487-492.
- MARTINEZ PÉREZ L (2011). Condicionantes petrológicos y geomorfológicos de las grietas poligonales en granitos: influencia en el deterioro del patrimonio arqueológico in situ. Trabajo Máster. Universidad Complutense de Madrid Facultad de Ciencias Geológicas. 48pp.
- MEGÍAS AG, ORDÓÑEZ DELGADO S, CALVO SORANDO JP. (1983). Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Revista de materiales y procesos geológicos* 1: 163-191.
- MIGON P. (2006). *Granite Landscapes of the World*. Oxford University Press. Oxford.
- MOORES JE, PELLETIER JD, SMITH PH. (2008). Crack propagation by differential insolation on desert surface clasts. *Geomorphology* 102: 472-481. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.05.012
- PEINADO M, FÚSTER JM, BELLIDO F, CAPOTE C, CASQUET C, NAVIDAD M, VILLASECA C. (1981). Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español. Editor: Universidad Complutense. Departamento de Estratigrafía; Instituto de Geología Económica (CSIC).

- PÉREZ-SOBA C. (1992). Petrología y geoquímica del macizo granítico de La Pedriza, Sistema Central Español. Doctoral Thesis. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, 222 pp.
- PÉREZ-SOBA C, VILLASECA C. (2010). Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: La Pedriza pluton (Spanish Central System). *Geologica Acta* 8: 131-149.
- RAMSAY JG, HUBER M. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures. Volume 2*, Academic Press, London.
- RICE A. (1976). Insolation warmed over. *Geology* 4: 61-62.
- RILEY P, MURRAY AB, TIKOFF B. (2012). Geometric scale invariance, genesis, and self-organization of polygonal fracture networks in granitic rocks. *Journal of Structural Geology* 42: 34-48. DOI: 10.1016/j.jbr.2011.03.031.
- ROBINSON DA, WILLIAMS RBG. (1989). Polygonal cracking of sandstone at Fontainebleu, France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33: 59-72.
- SCHULKE H. (1973). Schildkrotenmuster und andere Polygonalstrukturen auf Felsoberflächen. *Zeitschrift für Geomorphologie* 17: 474-488.
- SCHWENZNER J. (1936). Zur Morphologie des zentralspanischen Hochlandes. *Geographische abhandlungen*, 3. Translated by Carlos Vidal Box. 1943. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41: 121-147.
- SMITH BJ. (1977). Rock temperature measurements from the northwest Sahara and their implications for rock weathering. *Catena* 4 (1-2): 41-63
- SOSMAN RB. (1916). Types of prismatic structure in igneous rocks. *Journal of Geology* 24: 215-234.
- THOMAS MF. (1994). *Geomorphology in the Tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, U.K.
- TWIDALE CR. (1982). *Granite Landforms*. Elsevier, Amsterdam.
- TWIDALE CR. (1986). Granite landform evolution: factors and implications. *Geologische Rundschau* 75: 769-779.
- TWIDALE CR. (2002). The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth-Science Reviews* 57: 37-74.
- TWIDALE CR, BOURNE JA. (2009). On the origin of A-tents (pop-ups), sheet structures, and associated forms. *Progress in Physical Geography* 33(2): 147-162.
- TWIDALE CR, VIDAL ROMANÍ JR. (2005). *Landforms and Geology of Granite Terrains*. Balkema, Leiden.
- VIDAL ROMANÍ JR. (1990). Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 15: 317-328.
- VIDAL ROMANÍ JR. (2008). Forms and structural fabric in granite rocks. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 33: 175-198.
- VIDAL ROMANÍ JR, Twidale CR. (1998). *Formas y Paisajes Graníticos*. Serie Monografías 55, Universidad a Coruña. Servicio de Publicacións, A Coruña.
- VIDAL ROMANÍ JR, TWIDALE CR. (2010). Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 35: 189-208.
- VILLASECA C. (1985). Los granitos de la Sierra de Guadarrama. *Revista Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 79: 573-587.
- VILLASECA C, BARBERO L, ROGERS G. (1998). Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos* 43: 55-79.
- WILLIAMS RBG, ROBINSON DA. (1989). Origin and distribution of polygonal cracking of rocks surfaces. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 71: 145-159.