

Erosión y exhumación de bloques graníticos en La Pedriza del Manzanares, España. Evolución histórica a partir de dataciones relativas

Manuel García-Rodríguez

*Departamento de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Paseo Senda del Rey 9, C.P. 28040. Madrid, España.
manu.garo@ccia.uned.es*

RESUMEN

La Pedriza del Manzanares representa un paisaje granítico que está incluido en el Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama (Madrid, España). Estos granitos definen un paisaje donde alternan afloramientos de roca inalterada, zonas de regolito, y numerosos bloques que han sido movilizados y parcialmente enterrados por depósitos de ladera. La erosión de los materiales que recubrían dichos bloques ha permitido reconocer varios niveles de pendientes invertidas y tafoni, que se formaron a partir de sucesivos episodios de estabilización del suelo. Relacionando la altura de aparición de las viseras de las pendientes invertidas y/o tafoni con tasas de erosión definidas en zonas climáticas semejantes, se han estimado los tiempos requeridos para la formación de esas morfologías. El método empleado, proporciona una herramienta adecuada para la datación relativa de pendientes invertidas en zonas de características geomorfológicas similares.

Palabras clave: pendientes invertidas; tafoni; tasas de erosión; meteorización; granito; La Pedriza del Manzanares.

ABSTRACT

La Pedriza del Manzanares is a granite landscape protected within the Sierra de Guadarrama National Park (Madrid, Spain). These granites create a landscape alternating fresh outcrops, regolith zones and numerous individual boulders that have been transported and partially buried by slope deposits. Erosion of the materials covering these boulders has allowed the identification of several levels of flared slopes and tafoni formed from successive episodes of soil stabilisation. By relating peak height from flared slopes and/or tafoni to the erosion rates for similar climatic areas, we estimated the required time for the formation of these morphologies. The method used provides an adequate tool for the relative dating of slopes in areas of similar geomorphology.

Key words: slope; tafoni; erosion rate; granite; weathering; La Pedriza del Manzanares.

INTRODUCCIÓN

La Pedriza del Manzanares representa un paisaje granítico formado por bolos de tamaño decimétrico, que presentan frecuentes formas de meteorización/erosión, tales como pendientes invertidas y tafoni. Se trata de un paisaje estructural donde los procesos erosivos, que han facilitado la formación de los bolos, están controlados por un patrón de fracturación heredado de las orogenias Varisca y Alpina (Andeweg *et al.*, 1999). En España, el término más común empleado para definir este tipo de paisaje es “berrocal”.

El origen de los bolos guarda relación con procesos de alteración, arenización y meteorización subedáfica en condiciones de enterramiento, que ya fue descrito por Twidale (1986). A medida que la superficie del terreno se va erosionando, se elimina toda la parte arenizada y la roca fresca o poco alterada aflora en superficie por un proceso que se conoce como “exhumación”. Los afloramientos graníticos resultantes presentan formas comunes tales como superficies dómicas, tors, piedras caballerías o bien, bolos aislados.

La exhumación del macizo rocoso está controlada por la red de fracturación original, por movimientos verticales debidos a reactivación tectónica y por las condiciones climáticas reinantes. Los mantos de alteración que se forman en estas condiciones pueden variar desde pocos metros hasta superar el centenar de metros (Migón, 2013). En este escenario, cuando el regolito ha sido eliminado y la exhumación es reciente, es frecuente encontrar bloques con estructuras *corestone* o en capas (Twidale y Vidal Romani, 2004), las cuales no existen en La Pedriza.

A veces, después de la exhumación del macizo, si los bloques de granito llevan mucho tiempo en condiciones aéreas, pueden moverse por procesos gravitacionales y quedar enterrados total o parcialmente por depósitos de ladera. Si después de dicho enterramiento se alternan etapas de estabilización y erosión de suelo, en la base de los bloques pueden aparecer diferentes niveles de pendientes invertidas y/o tafoni, que indican niveles de estabilización de la superficie topográfica. Es precisamente este último escenario el que se estudia en el presente artículo.

Además, se presenta una metodología basada en el estudio de tasas de erosión del suelo, que permite establecer dataciones relativas

del tiempo que requiere la formación de las pendientes invertidas, entendido como una fase previa a estudios de dataciones absolutas. El método y los resultados que se muestran, son aplicables a otros macizos graníticos de características geológicas, climáticas y geomorfológicas similares.

ÁREA DE ESTUDIO

Contexto geológico

La Pedriza del Manzanares se localiza en las laderas meridionales de la sierra de Guadarrama, en el Sistema Central Español. Ocupa una superficie de unos 35 km², entre las zonas de cumbres a unos 2,000 – 2,300 m de altitud y la plataforma de arrasamiento situada a unos 900 metros sobre el nivel del mar (Figura 1).

El Sistema Central Español tiene su origen durante la orogenia Varisca y ha sido estudiado desde mediados del siglo XX (Peinado *et al.*, 1981). Al final de esta orogenia se produjo la intrusión de cuerpos plutónicos en diversas fases, de las que La Pedriza representa un episodio tardío. Tras un largo periodo de arrasamiento, la orogenia Alpina levantó el Sistema Central actual, reactivando las fracturas variscas y dando origen a una vertiente escalonada con relieves grabados. Conforme la meteorización penetraba a favor de las fracturas, el levantamiento alpino ha permitido la evacuación de regolito hacia la cuenca del Tajo (Pedraza, 1978; Centeno, 1989). Los leucogranitos peraluminicos que forman La Pedriza (Pérez-Soba y Villaseca 2010), pobres en minerales ferromagnesianos, ha limitado la efectividad de la alteración química, formando un macizo rocoso con muchos afloramientos de roca inalterada y poco meteorizada (Pedraza *et al.*, 2014). Esta característica es la responsable de la ausencia de un espesor significativo de regolito, limitado prácticamente a las zonas de fractura. Por otra parte, la densa red de fracturas ha facilitado la meteorización física y el desarrollo de procesos gravitacionales, dando como resultado un paisaje constituido por una caótica acumulación de bloques (Carcavilla Urquí y Salazar Rincón, 2013). Las rocas filonianas más frecuentes presentes en la zona son de composición aplítica, microdiorítica y de pórfidos graníticos.

La morfoestructura actual del Sistema Central Español presenta una topografía escalonada que comprende cuatro superficies o niveles

principales (Figura 1). Las superficies erosivas más antiguas denominadas S1 y S2 (Pedraza, 1978, 1989), se corresponden con una penillanura de origen pre-Cenozoico, deformada por la tectónica de bloques que se preserva en las cumbres de la sierra de Guadarrama. La superficie S1, se localiza en las zonas de cumbre entre los 2,000 y 2,300 m de latitud. La superficie S2, está presente a una altitud de unos 1,900 m (p.ej. en las Torres). Los niveles S3 y S4 se localizan a cotas inferiores. La superficie erosiva S3 registra una etapa representada por procesos de explanación durante el Paleógeno-Mioceno, que está presente en La Pedriza entre los 1,500 – 1,700 m de altitud. Más tarde, dentro de esta etapa S3, las rocas permanecen bajo el manto de alteración (Molina-Ballesteros *et al.*, 1997) de dicho proceso de explanación, periodo durante el cual se desarrollan las principales formas de relieve (Pedraza, 1989; Pedraza *et al.*, 2014). Después, durante el Plioceno-Pleistoceno se configura la actual superficie de piedemonte S4, localizada entre los 900 – 1,000 m de altitud. Durante el Cuaternario reciente dominan procesos torrenciales, movimientos en masa (Centeno y García-Rodríguez, 2005), procesos periglaciares y continúa el retoque de las formas graníticas previamente formadas durante la etapa S3.

El clima de la región podría ser clasificado como Mediterráneo templado - frío, húmedo, con una pluviometría de 850 mm/año y temperatura media anual de 12 °C para altitudes comprendidas entre 800 – 1,200 m y de unos 1,250 mm/año y 9 °C para altitudes comprendidas entre 1,200 – 1,600 m (IGME, 1988).

Formas erosivas menores

Las rocas de La Pedriza presenta formas menores tales como: pilas, pilancones, acanaladuras, agrietamientos poligonales, tafoni y pendientes invertidas, interpretadas por Twidale, (1982), que fueron clasificadas y sistematizadas en la zona por Pedraza *et al.*, (1989). Algunos trabajos posteriores sobre formas menores en La Pedriza se deben a Domínguez Villar, (2007), que estudia la morfometría de la pilas, pilancones y pendientes invertidas y a García-Rodríguez *et al.*, (2012 y 2013) y García-Rodríguez y Centeno (2014), que hablan sobre agrietamientos poligonales y formas de alteración expuestas.

Los bolos graníticos que se estudian en este artículo se localizan entre las superficies S3 y S4, con pendientes invertidas y tafoni que guardan relación con la erosión del manto de alteración y/o coluviones

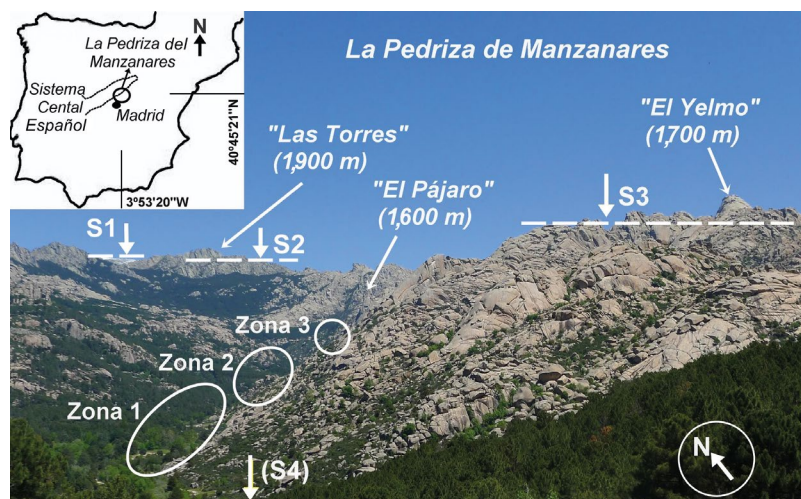


Figura 1. Localización de La Pedriza en la Península Ibérica. La figura muestra el aspecto del paisaje "berrocal" con afloramientos dómicos y bloques de granito sueltos. Incluye la localización de tres picos emblemáticos y de las zonas de estudio 1, 2 y 3. Se ha indicado la posición de las superficies erosivas S1, S2, S3 y (S4) definidas por Pedraza (1978). La tres zonas estudiadas se sitúan entre las superficies S3 y (S4). La superficie (S4) se ha marcado entre paréntesis indicando que su posición real se encuentra a una cota ligeramente inferior de la reseñada en la figura.

que enterraban dichos bloques a partir del Plioceno-Pleistoceno y hasta la actualidad. Las marcas dejadas sobre los bloques representan una paleotopografía previa a la exhumación del bolo hasta esa altura.

Pendientes invertidas

Las pendientes invertidas (PI) o *flared slope* fueron descritas por Twidale, (1962). Tienen un tipo de morfología especial de forma cóncava, relacionada con el frente de meteorización en las zonas de piedemonte o sobre bloques. La profundidad de la concavidad formada puede oscilar desde unos pocos centímetros hasta algunos metros, con anchuras laterales que varían desde algún decímetro hasta centenas de metros en grandes afloramientos expuestos. Estas morfologías cóncavas se producen *in situ* antes de la erosión de la superficie topográfica (Twidale y Bourne, 1975). Su origen se puede explicar por meteorización subsuperficial, donde la presencia de agua subterránea y humedad del suelo favorecen la hidrólisis e hidratación de la roca (Twidale, 1982; Mol y Viles, 2011). Se caracterizan por presentar una visera en la parte superior que indica el nivel de estabilización del suelo previo a su erosión. El origen de estas viseras se inicia en la interface suelo-aire, antes de quedar totalmente expuestas a condiciones aéreas. Por procesos de capilaridad se desarrolla una concentración de óxido de hierro y de sílice sobre las superficies de las rocas lo que contribuye a estabilizar estas formas (Campbell y Twidale, 1995).

Tafoni

Los tafoni (T) fueron descritos por vez primera en la sierra de Guadarrama por Casiano de Prado (1864). Suelen generar un relieve invertido que profundiza hacia el interior de la roca, quedando enmarcados también por una visera en la zona perimetral. Pueden localizarse a diferentes alturas con respecto al suelo, desde pocos centímetros y hasta superar la decena de metros, siendo más frecuentes aquellos situados cerca de la superficie topográfica y relacionados con procesos edáficos (Centeno *et al.*, 2010; Mol y Viles, 2011; Roqué *et al.*, 2013; García-Rodríguez y Centeno, 2014). No obstante, los tafoni también pueden iniciarse en condiciones aéreas y continuar creciendo de tamaño por un proceso de desagregación de pequeñas lascas y/o de granos minerales, que se van desprendiendo paralelamente al frente de alteración. Estos mecanismos se hacen activos por procesos de meteorización mecánicos y químicos (Bradley *et al.*, 1978; Mustoe, 1982; Young, 1987; Hall y André, 2003). Las morfologías que presentan los tafoni son muy variadas en cuanto a las dimensiones que presentan y al tipo de asociaciones que pueden establecerse entre ellos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Según los objetivos propuestos en este trabajo, se han seleccionado bloques con PI y T localizados cerca de la superficie topográfica, indicando un origen relacionado con procesos edáficos. Para que todas las PI y T correspondieran a un periodo temporal cercano, con condiciones

climáticas más o menos similares, el estudio se ha limitado a bloques en los que la altura de estas formas no superase unos 2 m desde el suelo.

Como no existen trabajos que aporten datos de tasas de erosión en La Pedriza del Manzanares, se ha recurrido a aquellos publicados en zonas climáticas parecidas y así poder estimar los tiempos necesarios para la formación de las PI. Aunque son numerosos los trabajos publicados referentes a tasas de erosión, en este artículo, por similitud con la zona de estudio, nos hemos basado en las siguientes referencias: Ibbeken y Schleyer (1991), Amato *et al.* (2003), Schiattarella *et al.* (2006), Scarciglia *et al.* (2007), Gioia *et al.* (2011), Olivetti (2012) y Scarciglia (2014). En la Tabla 1 se muestra un resumen de las tasas de erosión calculadas por dichos autores a partir de diferentes métodos. Las tasas de erosión recopiladas corresponden a un periodo de tiempo desde el Pleistoceno medio, de aplicación al intervalo de tiempo de formación de las superficies erosivas S3 y S4 definidas en La Pedriza. Con carácter general y a partir de estudios geomorfológicos de ámbito más regional, Pedraza *et al.* (2014) atribuyen una edad de entre 10^4 y 10^5 años, a la formación de algunas pilas desarrolladas sobre bolos graníticos en el área de estudio.

El artículo incluye un inventario de 22 bloques de granito, donde ninguno de ellos ha sido volteado desde que se inició la formación de las viseras de las PI situadas a mayor altura (no más de 2 m). Actualmente las PI mantienen paralelismo con la superficie topográfica. Los bloques seleccionados se localizan en tres zonas diferentes de características topográficas y altitudinales similares, siempre entre las superficies S3 y S4.

La zona 1 incluye los bloques del B1 al B9 del inventario. Ocupa una superficie de unos 0.75 km² y se localiza en la ladera norte del arroyo de la Dehesilla, entre las cotas 1,000 y 1,200 m. La zona 2 (B10 al B13), cubre unos 0.21 km² de superficie entre las cotas 1,150 y 1,250 m, cerca de la confluencia de los arroyos de la Dehesilla y de la Ventana. La zona 3 (B14 al B22) de apenas 0.06 km² de superficie, comprende un conjunto de bloques muy próximos entre sí, situados en la base del risco del Pinganillo (o risco del Pájaro), entre las cotas 1,300 y 1,450 m. La superficie total del área de estudio que incluye las tres zonas es de 1.5 km².

Para sistematizar las medidas en los bloques, se ha denominado zona lateral del bloque (L) a la pared de cada bloque situada en la dirección de la pendiente del terreno, y frente (F) a la cara del bloque situada pendiente abajo (Figura 2). En particular, las medidas realizadas en cada bloque han sido:

Coordenadas de localización.

1) Pendiente topográfica del terreno (M) expresada en %. Se ha determinado como la pendiente media de la ladera sobre la que se ubica cada bloque, referida a un tramo de unos 200 m de longitud.

2) Ángulo entre la horizontal y las líneas que definen las pendientes invertidas y/o alineaciones de los tafoni, medidos en el lateral del bloque (L). En la zona frontal este ángulo suele ser de 0°.

3) Número de fases erosivas identificadas (F.E.). En la mayoría de los bloques se han identificado al menos dos fases erosivas F.1 y F.2, que

Tabla 1. Tasas de erosión, seleccionadas a partir de referencias bibliográficas, en zonas graníticas con clima similar al de nuestra área de estudio.

Localidad	Clima	Método	Zona de muestreo	Tasa de erosión (mm/año)	Autores
Macizo de Calabria, Italia.	Templado	¹⁰ Be	Bloques	0.2 – 0.9	Ibbeken and Schleyer (1991)
Montañas de sur de los Apeninos, Italia.	Templado fresco	Análisis geomorfológico y tectónico	Bloques	0.1 – 0.3	Amato <i>et al.</i> (2003) Schiattarella <i>et al.</i> (2006) Gioia <i>et al.</i> (2011)
Macizo de Calabria, Italia.	Templado	¹⁰ Be	Bloques	0.1	Olivetti <i>et al.</i> (2012)

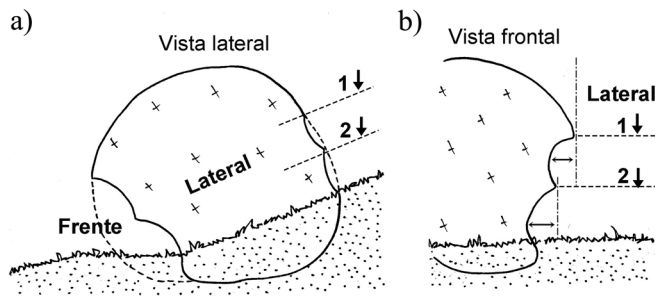


Figura 2. Esquema ilustrativo de las fases erosivas que favorecen la formación de pendientes invertidas y/o tafoni edáficos. a) Vista lateral del bloque donde las líneas discontinuas 1 y 2 indican la localización de las viseras de PI a modo de paleofotografías de la posición del suelo en épocas anteriores. La zona frontal de los bloques suele presentar tafoni activos siendo la zona donde tienen mayor profundidad. b) Vista frontal del bloque donde se aprecia la posición de las PI de las fases erosivas 1 y 2.

Tabla 2. Inventario de bloques que tienen pendientes invertidas y/o tafoni en su base. Incluye el tipo de forma identificada (PI, T) y su localización en el lateral (L) o frente (F) del bloque. En cada fase erosiva reconocida, F1 o F2, se indica la altura de la visera de cada forma, así como la profundidad de la concavidad medida en el bloque.

Bloque	Coordenadas	M (%)	Inclinación	Forma	Lateral Altura/ incisión (cm)	Frente Altura/ incisión (cm)
B1	3° 53' 34.55" W 40° 45' 13.66" N	10	L: 9°	L: PI F: PI	F1; L: 148/40 F2; L: 70/10	F1; F: 145/40 F2; F: 68/5
B2	3°53'28.29"W 40°45'19.61"N	33	L: 18°-22°	L: PI F: PI, T	F1; L: 150/35 F2; L: 4/3	F1; F: 150/25 F2; F: 2/2
B3	3° 53' 27.38" W 40° 45' 20.01" N	35	L: 25°	L: PI F: PI	F1; L: 90/35 F2; L: 5/3	F1; F: 90/45 F2; F: 5/3
B4	3°53'26.25"W 40°45'22.25"N	15	L: 7°-12°	L: PI F: PI	F1; L: 92/30 F2; L: 5/4	F1; F: 95/83 F2; F: 4/4
B5	3° 53' 19.39" W 40° 45' 34.34" N	20	L: 10°	L: PI F: PI	F1; L: 85/20 F2; L: 20/4	F1; F: (?) F2; F: (?)
B6	3° 53' 22.9" W 40° 45' 22.57" N	54	L: 20°-25°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 150/15 F2; L: 25/30	F1; F: (?) F2; F: (?)
B7	3° 53' 25.45" W 40° 45' 21.78" N	30	L: 20°-25°	L: PI F: PI, T	F1; L: 120/15 F2; L: 20/5	F1; F: 120/30 F2; F: 20/5
B8	3° 53' 26.89" W 40° 45' 21.57" N	40	L: 15°-20°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: (?) F2; L: 60/30(?)	F1; F: 150/30 F2; F: 70/40
B9	3° 53' 22.46" W 40° 45' 28.02" N	40	L: 15°-20°	L: PI F: PI, T	F1; L: 150/15 F2; L: 10/3	F1; F: 140/(?) F2; F: 10/30
B10	3° 52' 57.4" W 40° 46' 1.88" N	30	L: (?)	L: PI, (?) F: PI, (?)	F1; L: 100/15(?) F2; L: 10/2(?)	F1; F: 100/15(?) F2; F: 10/2(?)
B11	3°53'0.57"W 40°45'54.23"N	22	L: 14°-17°	L: PI F: PI, T	F1; L: 170/20 F2; L: 7/3	F1; F: (?)/85 F2; F: 13/8
B12	3° 52' 57.62" W 40° 45' 58.83" N	25	L: 12°-20°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 75/30 F2; L: 10/8	F1; F: (?) F2; F: (?)
B13	3° 52' 53.92" W 40° 46' 9.43" N	55	L: 20°-25°	L: PI F: PI, T	F1; L: 150/25 F2; L: 75/20	F1; F: 150/(?) F2; F: 75/40
B14	3°52'57"W 40°45'57.2"N	45	L: 17°-25°	L: PI, T F: T	F1; L: 65/20 F2; L: 10/5	F1; F: (?)/160 F2; F: (?)
B15	3° 52' 41.92" W 40° 46' 11.66" N	45	L: 20°-25°	L: PI F: PI, T	F1; L: (?) F2; L: 40/15	F1; F: 120/(?) F2; F: 20/10
B16	3°52'57.3"W 40°45'57.8"N	45	L: 18°-22°	L: PI, T F: T	F1; L: 148/25 F2; L: 9/7	F1; F: 150/220 F2; F: (?)
B17	3° 52' 39.29" W 40° 46' 13.04" N	50	L: 10°-20°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 200/20 F2; L: 95/25	F1; F: 200/(?) F2; F: 95/(?)
B18	3°53'28.29"W 40°45'19.61"N	50	L: 18°-24°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 115/27 F2; L: 12/13	F1; F: 115/130 F2; F: (?)
B19	3° 52' 43.52" W 40° 46' 10.16" N	45	L: 5°-10°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 130/15 F2; L: 50/10	F1; F: 130/25 F2; F: 50/15
B20	3° 52' 40.58" W 40° 46' 13.68" N	50	L: 25°-30°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 150/30 F2; L: 40/60	F1; F: (?) F2; F: 40/70
B21	3° 52' 41.42" W 40° 46' 12.83" N	50	L: 18°-22°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 150/20 F2; L: 8/5	F1; F: (?) F2; F: (?)
B22	3° 52' 39.55" W 40° 46' 13.24" N	50	L: 18°-20°	L: PI, T F: PI, T	F1; L: 160/30 F2; L: 20/20	F1; F: 160/(?) F2; F: (?)/200

M: pendiente, L: parte lateral del bloque, F: parte frontal del bloque, PI: pendiente invertida, T: tafoni, F1: fase erosiva 1, F2: fase erosiva 2, (?): indeterminación.

no necesariamente corresponden a los mismos periodos temporales en todos los bloques.

4) Tipo de forma reconocida, PI y/o T, con indicación de su localización en el lateral (L) o frente (F) de cada bloque.

5) Altura de las viseras de las PI y/o T. Se ha medido la distancia desde el suelo a la visera de cada fase erosiva identificada (F.1 o F.2), en el lateral (L) y en el frente (F) del bloque. Se recoge también la profundidad máxima de la incisión de las pendientes invertidas y/o tafoni de cada fase, tomando como referencia una plomada vertical desde su visera.

La Tabla 2 recoge el inventario de bloques con todas las medidas descritas anteriormente. En cada bloque, la fase 1 es la más antigua y por lo tanto la situada a más altura desde el suelo y la fase 2 la más actual. A modo de ejemplo para facilitar la interpretación de la Tabla 2, F.1; L: 148/40, indica que en la fase erosiva 1, el lateral del bloque presenta una huella de pendiente invertida a 148 cm desde el suelo, con una profundidad de incisión máxima de 40 cm. Las indeterminaciones de medida se han indicado con una interrogación.

A partir de las alturas de las PI en cada bloque y aplicando las diferentes tasas de erosión recogidas en la Tabla 1, se calculó el tiempo mínimo transcurrido desde que la superficie topográfica se situaba a la altura de las distintas viseras de las PI.

Por otra parte, y de forma complementaria al estudio de PI y T, se ha reseñado el papel de los líquenes como criterio para estudios recientes de erosión del suelo. La identificación de los líquenes como bioindicadores para dataciones calibradas de superficies de exposición y eventos geomorfológicos, se ha utilizado ampliamente en diferentes litologías y ambientes climáticos por varios autores (Bull, 1996; Pérez-López *et al.*, 2012). Dentro de las diferentes variedades de líquenes los endolíticos, o con capacidad incrustante (que introducen las hifas en la estructura cristalina), son los más utilizados por su crecimiento constante, su forma discoidal y por su adaptación a condiciones climáticas extremas (Innes, 1986). Estas características dificultan que puedan eliminarse de la roca con facilidad, por lo que la presencia o ausencia de líquenes sobre las rocas en zonas próximas al suelo permite identificar algunos episodios erosivos actuales en zonas desprovistas de un suelo edáfico estable.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Distribución de PI y T

Los bolos graníticos estudiados en La Pedriza corresponden a bloques que fueron desplazados por procesos gravitacionales y estabilizados en zonas de ladera durante el Paleógeno. Después, y posiblemente antes del Pleistoceno, estos bloques fueron parcialmente enterrados por depósitos de ladera procedentes de la alteración del regolito de zonas más elevadas, meteorizados en condiciones edáficas y erosionados recientemente desde el Pleistoceno superior a la actualidad.

Las pendientes invertidas, identificadas en numerosos bloques, evidencian una erosión diferencial debido a cambios locales de espesores del suelo, al tiempo de permanencia de ese suelo y a las condiciones de humedad reinantes. Las pendientes invertidas con una concavidad basal más desarrollada se localizan en la parte inferior de los bloques, donde los procesos de alteración subedáfica se han visto favorecidos por la permanencia de humedad durante un periodo de tiempo mayor.

En general, los tafoni sobre los bloques son más activos y abundantes en las zonas frontales, donde el regolito y/o coluvión permanece durante más tiempo que en las zonas laterales. En la zona frontal de los bloques (ladera abajo), la escorrentía superficial tiene un potencial erosivo menor que en los laterales, creando una zona de sombra con un espesor de suelo ligeramente mayor, que incrementa la meteorización de la roca.

Datación relativa de PI y T

Los tiempos obtenidos de estabilización del suelo a distintas alturas y según diferentes tasas de erosión pueden seguirse en la Tabla 3 y Figura 3.

La exposición de resultados con la explicación e interpretación del origen de las pendientes invertidas, incluyendo relaciones temporales entre diversas fases erosivas, queda ejemplificada con la descripción de algunos bloques representativos de cada zona:

Zona 1

Los bloques B2 y B4 se localizan en un área de topografía de características similares y de pendiente también homogénea (Figura 4). Los laterales de los bloques B2 y B4 presentan un primer nivel de estabilización del suelo (fase 1) bien definido a una altura de entre unos 150 y 90 cm respectivamente. En ambos bloques la inclinación de la visera de la pendiente invertida mantiene cierto paralelismo con la pendiente de la ladera del terreno. La fase 2 de estabilización se encuentra a escasos centímetros del suelo y ya presenta una visera endurecida, con un cambio en la coloración de la roca indicando que se inició en condiciones edáficas. La altura máxima de las pendientes invertidas de la fase erosiva más antigua, se encuentra a una altura de unos 1.5 m en B6. Esta altura de 1.5 m (B6) significaría que la fase de estabilización del suelo tuvo lugar hace unos 15,000 años, considerando una tasa erosiva de 0.1 mm/año, o de 5,000 años para una la tasa erosiva es de 0.3 mm/año. La altura mínima de la segunda fase erosiva se sitúa a 40 mm de suelo en el B2, es decir, la última estabilización del suelo en la zona habría tenido lugar hace unos 400 años si la tasa erosiva es de 0.1 mm/año o sólo 133 años en el supuesto de una tasa erosiva es de 0.3 mm/año.

Tabla 3. Alturas de aparición de las viseras de las PI y T medidas desde el suelo en las fases de erosión 1 y 2. Se incluyen los tiempos de estabilización del suelo de las distintas fases erosivas según diferentes tasas de erosión (TE).

Bloques (Zonas)	Fase 1		Estabilización del suelo (años) Fase 1			Estabilización del suelo (años) Fase 2		
	Altura (mm)	Fase 2	TE=0.1	TE=0.3	TE=0.9	TE=0.1	TE=0.3	TE=0.9
			(mm/año)			(mm/año)		
B1	1,480	700	14,800	4,933	1,644	7,000	2,333	778
B2	1,500	40	15,000	5,000	1,667	400	133	44
B3	900	50	9,000	3,000	1,000	500	167	56
B4	920	50	9,200	3,067	1,022	500	167	56
B5	850	200	8,500	2,833	944	2,000	667	222
B6	1,500	250	15,000	5,000	1,667	2,500	833	278
B7	1,200	200	12,000	4,000	1,333	2,000	667	222
B8		600			-	6,000	2,000	667
B9	1,500	100	15,000	5,000	1,667	1,000	333	111
B10	1,000	100	10,000	3,333	1,111	1,000	333	111
B11	1,700	30	17,000	5,667	1,889	300	100	33
B12	750	100	7,500	2,500	833	1,000	333	111
B13	1,500	750	15,000	5,000	1,667	7,500	2,500	833
B14	650	100	6,500	2,167	722	1,000	333	111
B15		400			-	4,000	1,333	444
B16	1,480	90	14,800	4,933	1,644	900	300	100
B17	2,000	950	20,000	6,667	2,222	9,500	3,167	1,056
B18	1,150	120	11,500	3,833	1,278	1,200	400	133
B19	1,300	500	13,000	4,333	1,444	5,000	1,667	556
B20	1,500	400	15,000	5,000	1,667	4,000	1,333	444
B21	1,500	80	15,000	5,000	1,667	800	267	89
B22	1,600	200	16,000	5,333	1,778	2,000	667	222

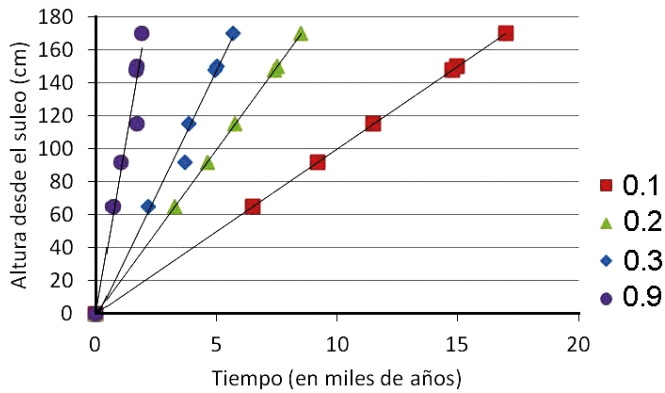


Figura 3. Relación entre la altura de las viseras de las pendientes invertidas y el tiempo de estabilización correspondiente a cada una. La figura incluye las curvas para cuatro supuestos de tasas de erosión (en mm/año).

Si consideramos una tasa máxima de erosión de 0.9 mm/año, los tiempos de estabilización del suelo de la fase 1 presentan un rango temporal muy breve, lo que por ejemplo supondría que la estabilización del suelo a 1.5 m ocurrió hace unos 1,600 años. A efectos de validar si esta tasa de erosión es adecuada en los bloques, resulta más adecuado analizar las fases erosivas localizadas más próximas al suelo, estableciendo relaciones con la presencia de vegetación (pinos). En el entorno de los bloques estudiados la base de todos los pinos se encuentra topográficamente por debajo de las huellas de la fase erosiva más actual. Teniendo en cuenta que los pinos de La Pedriza responden a una reforestación de la zona realizada entre los años 1966-1967 y que las huellas de pendientes invertidas tienen más antigüedad, parece poco probable aplicar la tasa erosiva de 0.9 mm/año al entorno estudiado. Por otra parte,

una tasa erosiva de 0.9 mm/año estaría indicando que la alteración subedáfica sobre el bloque que formaría la pendiente invertida de la fase 2, se produciría a gran velocidad, algo poco probable. Por ejemplo, el B4 cuya fase 2 se sitúa a 5 cm del suelo y tiene una profundidad de incisión de 4 cm, tendría que haberse meteorizado en condiciones edáficas en menos de 50 años. Esta interpretación referente a una tasa de erosión de 0.9 mm/año es igualmente válida para las zonas 2 y 3.

Zona 2

Resultados similares a los de la zona 1 se obtienen en esta zona 2. Por ejemplo, en el B11 las alturas máximas y mínimas de las pendientes invertidas se sitúan a 1,700 mm y 30 mm respectivamente. En B11 la exposición de la fase erosiva inferior se refleja por un cambio de coloración de la roca y no se observa la formación de una nueva visera bajo el terreno, Figura 4.

Zona 3

En la zona 3 las alturas máximas y mínimas de las viseras de las pendientes invertidas se localizan a 2 m y 8 cm desde el suelo. Los bloques de la zona 3 presentan en su base tafoni mejor desarrollados que los bloques de las zonas 1 y 2. Esta característica puede ser la responsable de que la fase erosiva más reciente se sitúe a mayor altura, posiblemente debido a un desarrollo de los tafoni en condiciones aéreas.

Esta zona se localiza en una ladera con una pendiente algo más pronunciada (40%) que en las zonas 1 y 2. La abundancia de bloques en el área ha permitido identificar más de una decena de bloques con pendientes invertidas y/o tafoni asociados a procesos edáficos. Por ejemplo, B14 y B16 muestran dos niveles de estabilización del suelo bien diferenciados por pendientes invertidas y otro nivel intermedio (cuya identificación no resulta evidente) interpretado a partir de la alineación de viseras de los tafoni. La pendiente invertida del lateral

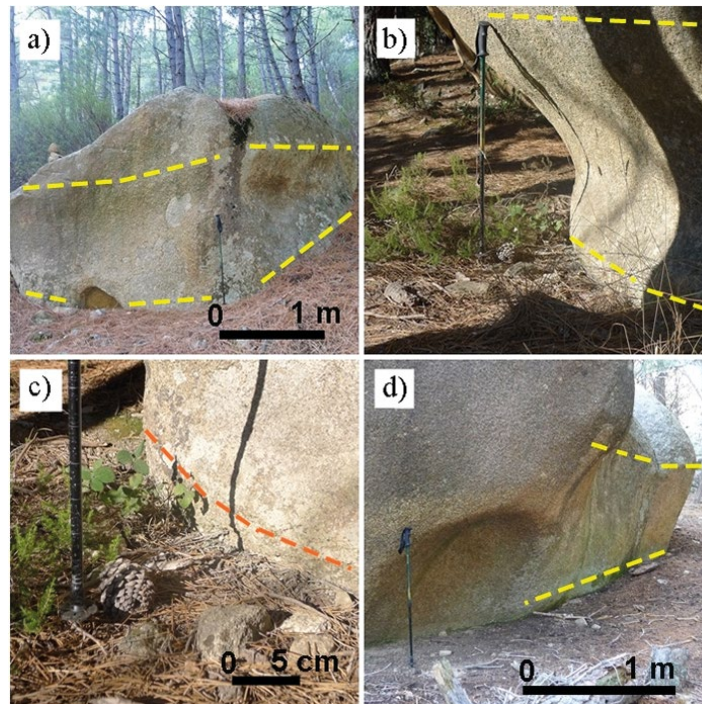


Figura 4. a) Vista frontal y lateral del bloque B2. b) Lateral bloque B4. c) Detalle de la fase 2 identificada en el lateral del B4. d) Lateral del B11. Las líneas amarillas y naranjas discontinuas representan los niveles de estabilización del suelo que han permitido la meteorización subedáfica de los bloques.

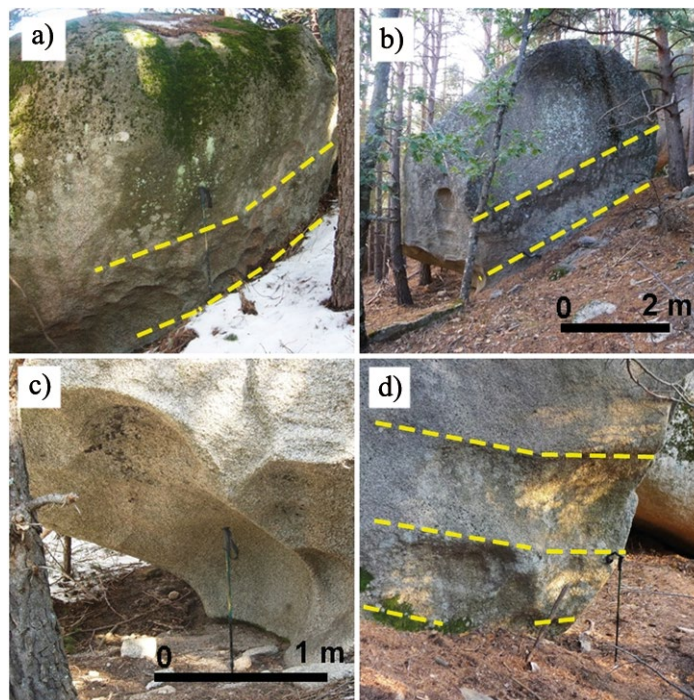


Figura 5. a) Vista lateral del bloque B14. Se observa la presencia de tafoni localizados entre las fases erosivas 1 y 2 que han continuado evolucionando en condiciones aéreas. b) Lateral del bloque B16. c) Detalle frontal del bloque B16 con tafoni muy bien desarrollados y actualmente activos. d) Lateral del bloque B17 con PI y T parcialmente estabilizados por la presencia de líquenes. Las líneas amarillas discontinuas representan los niveles de estabilización del suelo.

del B14 (Figura 5a) está cubierta de numerosos tafoni con una incisión máxima de unos 15 cm, cuyo origen puede haberse iniciado en condiciones de enterramiento o subaéreas y haber evolucionado en el exterior. La zona frontal del B14 tiene tafoni muy bien desarrollados con profundidades de incisión que decrecen hacia el techo y que superan los 2 m de profundidad, en los que difícilmente se pueden identificar fases de encajamiento debido a lo evolucionados que se encuentran, pudiendo haber enmascarado niveles continuos de estabilización del suelo de épocas anteriores. El bloque B16 (Figura 5b) muestra rasgos muy similares al B14. En el lateral se marcan dos fases de encajamiento bien definidos a 148 cm y 9 cm del suelo. A unos 30 cm del suelo existen evidencias de un nivel de estabilización intermedio a los anteriores. En la zona frontal se han desarrollado tafoni actualmente activos que alcanzan una profundidad máxima de 220 cm en la base (Figura 5c). La altura máxima del tafoni en la zona frontal coincide con la altura de la visera de la pendiente invertida del lateral, correspondiendo por tanto a un mismo nivel de estabilización del suelo. El bloque B17 presenta morfologías de pendientes invertidas bien definidas a 1 y 2 m de altura, además del actual a nivel del suelo. Se observa el mismo patrón que en los bloques anteriores, donde los tafoni alcanzan su máxima profundidad en la zona frontal.

Por otro lado, el final de la glaciación en Europa central y septentrional queda marcado por un cambio en el tipo de vegetación, por una rápida expansión de *Betula* (abedules), interpretado como una mejoría climática importante en toda Europa (Turner, 2000). El inicio de una etapa de condiciones climáticas más cálidas y más húmedas durante la transición Pleistoceno-Holoceno, es consistente con la etapa y condiciones climáticas que contribuirían a la formación de PI, favoreciendo la alteración química y la profundización del frente de meteorización desarrollada en condiciones edáficas. Si consideramos tasas de erosión de 0.1 a 0.3 mm/año, las PI identificadas en bloques

de granito situadas en alturas máximas de 1.5 a 1.80 m, indican periodos de estabilización del suelo y meteorización en condiciones de enterramiento que habrían tenido lugar hace entre unos 5,000 y 18,000 años.

Las edades de las pendientes invertidas, obtenidas a partir de la comparación con tasas de erosión de trabajos previos en otras zonas de características similares, son consistentes con los trabajos geomorfológicos previos en La Pedriza que atribuyen la formación de algunas formas singulares de modelado granítico a partir del Pleistoceno, con edades que encajan entre las etapas erosivas de las superficies S3 y S4 definidas por Pedraza (1978, 1989).

Todas las PI estudiadas en las diferentes zonas indican tiempos de enterramiento y tasas de erosión muy similares, atribuibles al intervalo temporal Pleistoceno superior-Holoceno. Aunque no conocemos cuál es la curva exacta de la Figura 3 que más se ajusta a los bloques estudiados, según se argumentó al explicar la zona 1, las tasas erosivas más probables atribuibles al periodo de formación de las PI estudiadas parecen ser de entre 0.1 y 0.3 mm/año.

Procesos erosivos actuales

La desaparición de líquenes (Figura 6) en la zona basal de los bloques delinea bandas sin líquenes paralelas a la superficie topográfica. Al igual que Scarciglia (2014) explicaba para los granitos del Macizo de Sila (Italia), en La Pedriza estas bandas representan pruebas de fases erosivas recientes de pocos días o años. El límite entre la zona con y sin líquenes viene definido por una línea neta. Estos bandeados se forman en áreas desprovistas de suelo orgánico y generalmente de pendiente elevada, donde la escorrentía superficial alcanza su mayor poder erosivo.

Por otra parte, en las zonas basales de los bloques con PI y T, las condiciones físicas y químicas de la superficie de las rocas se modifi-

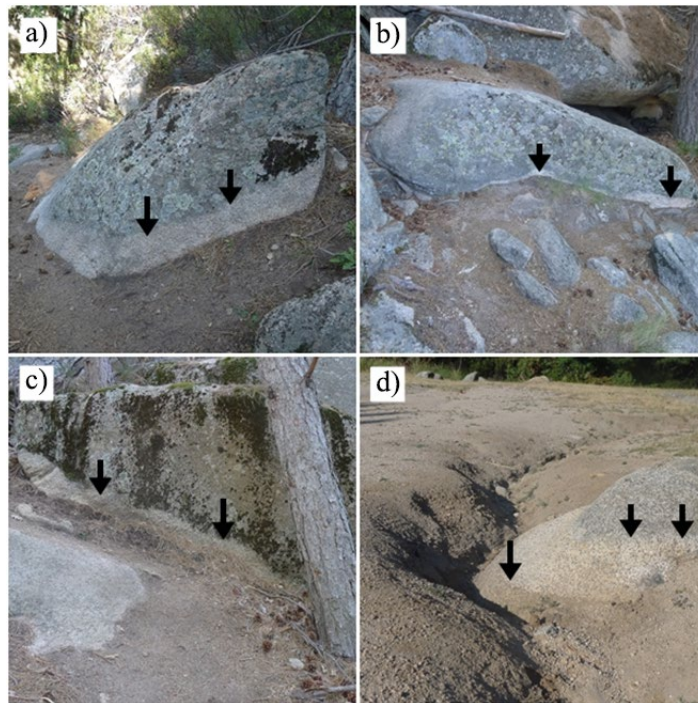


Figura 6. Ejemplos de marcas erosivas recientes, indicadas con flechas, definidas por la desaparición de líquenes. Estas marcas se localizan en zonas donde no existe un suelo orgánico que proteja la erosión frente a la escorrentía superficial.

can creando ecosistemas favorables para la colonización por líquenes. Mientras que PI reconocidas a 4 o 5 cm del suelo requieren tiempos de entre 500 y 5,000 años (Tabla 3), las marcas de desaparición de los líquenes a esa misma altura reflejan una velocidad de erosión muy superior, con una antigüedad que puede variar desde apenas unos días, a algunas pocas decenas de años. A modo de ejemplo, según observaciones puntuales realizadas en La Pedriza por el autor en zonas abiertas desprovistas de arbolado y suelo orgánico, se ha llegado a medir una erosión de hasta 5 cm después de un único episodio tormentoso.

CONCLUSIONES

La identificación y medidas realizadas en las pendientes invertidas y tafoni sobre bloques graníticos han permitido reconocer diferentes fases de estabilización y posterior erosión del suelo. Las pendientes invertidas han resultado de mayor interés que los tafoni para determinar tasas de meteorización edáfica, debido a que los tafoni continúan evolucionando en condiciones aéreas y pueden superponerse unos a otros y enmascarar los niveles originales de estabilización del suelo.

Los laterales de los bloques (en sentido de la pendiente del terreno) han resultado ser las zonas idóneas para identificar fases de encajamiento, donde las viseras de las pendientes invertidas guardan un gran paralelismo con la pendiente de la superficie topográfica. Los bloques estudiados, muestran al menos dos fases de encajamiento bien reconocibles, la más antigua situada a una altura máxima de unos 2 m de altura y la más reciente apenas a 4 cm desde el suelo.

Los resultados obtenidos permiten conocer y cuantificar el espesor del suelo erosionado y asignar un intervalo temporal a su desaparición. Además, se abre una puerta a estudios sobre estimaciones temporales requeridas para la formación de pendientes invertidas a partir de comparaciones entre los tiempos de estabilización del suelo y la profundidad de la concavidad de las pendientes invertidas.

El trabajo han permitido establecer las bases metodológicas para continuar estudiando la relación entre el origen y exposición de pendientes invertidas y tafoni, iniciados en condiciones edáficas o subaéreas, con las fases erosivas regionales.

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto MINECO (CGL2013-40851-P) “Diversidad, bioindicación y biorremediación de protistas en ecosistemas protegidos de paisaje granítico. Hacia estrategias de conservación de especies” (Microepics). El autor agradece AL Dr. Raúl Pérez-López sus indicaciones sobre líquenometría y a la Dra Loreto Antón y a otro revisor anónimo por las correcciones y sugerencias aportadas.

REFERENCIAS

- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloething, S., Giner, J., Muñoz, A., 1999, Local stress fields and intraplate deformation in Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources: *Tectonophysics* 305, 153-164.
- Amato, A., Aucelli, P.P.C., Cinque, A., 2003, The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS-aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time: *Quaternary international*, 101-102, 3-11.
- Bradley, W.C., Hutton, J.T., Twidale, C.R., 1978, Role of salts in development of granitic tafoni, south Australia: *Journal of Geology*, 86, 647-654.
- Bull, W.B., 1996, Dating San Andreas Fault earthquakes with lichenometry: *Geology*, 24, 111-114.
- Campbell, E.M., Twidale, C.R., 1995, Lithologic and climatic convergence in granite morphology: *Cadernos Laboratorio Xelóxico de Laxe*, 20, 381-403.
- Carcavilla Urquí, L., Salazar Rincón, A., 2013, Itinerario geológico por La Pedriza de Manzanares, Guía de la Excursión, Semana de la Ciencia Noviembre de 2013: Instituto Geológico y Minero de España, 36 pp, http://www.igme.es/museo/pro_educativos/semana_ciencia/semana11.htm.

- Centeno, J.D., 1989, Evolución cuaternaria de la vertiente sur del sistema central español. Las formas residuales como indicadores morfológicas: *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 13, 79-88.
- Centeno, J.D., 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, 1-18.
- Centeno, J.D., García-Rodríguez, M., Moya Palomares, M.E., 2010, Influence of granite landforms on water balance in semi-arid and humid climates, *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 35, 99-108.
- De Prado, C. (1864), 1975, Descripción física y geológica de la provincia de Madrid: Madrid, Publicaciones especiales Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 325 p.
- Domínguez Villar, D., 2007, Análisis morfométrico de pilancones: consideraciones genéticas: Madrid, España, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica, Tesis doctoral, 336 pp.
- García-Rodríguez, M., Centeno, J.D., 2014, Identificación de fases erosivas en La Pedriza de Manzanares a partir de formas de alteración expuestas, *Tecnología y Desarrollo*, 12, 20 pp.
- García-Rodríguez, M., Centeno, J.D., Álvarez De Buergo, M., 2012, Weathering landforms exposure and erosion phases in Pedriza de Manzanares (Spanish Central Range): EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, 14, EGU2012-6279-1.
- García-Rodríguez, M., Centeno, J.D., Gómez-Heras, M., Fort González, R., Álvarez de Buergo, M., 2013, Thermal and structural controls on polygonal cracking in granite of La Pedriza de Manzanares (Spain): Paris, 8th International Conference (AIG) on Geomorphology. *Geomorphology and Sustainability*, Abstracts Volume, p. 303.
- Gioia, D., Martino, C., Schiattarella, M., 2011, Long- to short-term denudation rates in the southern Apennines: geomorphological markers and chronological constraints. *Geology Carpathian* 62(1), 27-41.
- Hall, K., André, M.F., 2003, Rock thermal data at the grain scale: applicability to granular disintegration in cold environments: *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 823-836.
- Innes, J.L., 1986, Dating Exposed Rock Surfaces in the Arctic by Lichenometry: The Problem of Thallus Circularity and its Effect on Measurement Errors: *Arctic*, 39(3), 253-259.
- IGME (Instituto Geológico y Minero de España), 1988, Atlas Geocientífico del Medio Natural de la Comunidad de Madrid: IGME y Cominidad de Madrid, Madrid, 83 pp.
- Ibbeken, H., Schleyer, R., 1991, Source and sediment. A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy): Berlin, Springer, 286 pp.
- Migoñ, P., 2013, Weathering mantles and long-term landform evolution, in Shroder J.F., Pope, G.A. (eds.), *Treatise on geomorphology: Academic*, San Diego, 4 - weathering and soils geomorphology-, 127-144.
- Mol, L., Viles, H.A., 2011, The role of rock surface hardness and internal moisture in tafoni development in sandstone: *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 301-314.
- Molina-Ballesteros E, García-Talegón J, Vicente-Hernández M.A., 1997, Paleoweathering profiles developed upon the Iberian Hercynian Basement: their relationship to the oldest Tertiary surface in Central and Western Spain, in Widdowson, M. (ed.), *Tertiary and pre-tertiary Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and environmental implications: Geological Society of London, (Special Publication 120)*, 175-185.
- Mustoe, G.E., 1982, The origin of honeycomb weathering: *Geological Society of America Bulletin* 93(2), 108-115.
- Olivetti, V., Cyr, A.J., Molin, P., Faccenna, C., Granger, D.E., 2012, Uplift history of the Sila Massif, southern Italy, deciphered from cosmogenic ¹⁰Be erosion rates and river longitudinal profile analysis. *Tectonics* 31(TC3007), 1-19.
- Pedraza, J., 1978, Estudio geomorfológico de la Zona de Enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español): Madrid, Universidad Complutense de Madrid, Tesis Doctoral, 432 pp.
- Pedraza J., 1989, La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica. Morphogenesis of the central range (Spain) and its relation with granite morphologies: *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 13, 31-46.
- Pedraza, J., Sanz, M.A, Martín, A., 1989, Formas graníticas de La Pedriza: Agencia de Medio Ambiente, Comunidad de Madrid, 205 pp.
- Pedraza J., Carrasco M.R., Domínguez-Villar, D., 2014, Geomorphology of La Pedriza Granitic Massif, Guadarrama Range, in Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (eds.), *Landscapes and Landforms of Spain*, 71-81.
- Peinado, M., Fúster, J.M., Bellido, F., Capote, C., Casquet, C., Navidad, M., Villaseca, C., 1981, Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español: *Cadernos de Geología Ibérica*, 7, 15-51.
- Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J. J. y Rodríguez-Pascua, M. A., 2012, Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España): *Boletín Geológico y Minero*, 123(4), 473-485.
- 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.
- Roqué C., Zarroca, M., Linares, R., 2013, Subsurface initiation of tafoni in granite terrains - Geophysical evidence from NE Spain: *Geomorphological implications: Geomorphology* 196, 94-105.
- Scarciglia, F., 2014, Weathering and exhumation history of the Sila Massif upland plateaus, southern Italy: a geomorphological and pedological perspective: *Journal Soils Sediments*, DOI 10.1007/s11368-014-0923-3.
- Scarciglia, F., Le Pera, E., Critelli, S., 2007, The onset of the sedimentary cycle in a mid-latitude upland environment: weathering, pedogenesis and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria), in Arribas, J., Critelli, S., Johnsson, M.J. (eds), *Sedimentary provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry: Geological Society of America Special Paper* 420, 149-166.
- Schiattarella, M., Di Leo, P., Beneduce, P., Giano, S.I., Martino, C., 2006, Tectonically driver exhumation of a young orogen: an example from the southern Apennines, Italy: *Geological Society of America, Special Paper*, 398, 371-385.
- Turner, C., 2000, The Eemian interglacial in the North European plain and adjacent areas: *Geologie en Mijnbouw*, 79 (2/3), 217-231.
- Twidale, C.R., 1962, Steepened margins of inselbergs from north-western Eyre Peninsula, South Australia: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6, 51-69.
- Twidale, C.R., 1982, Granite Landforms. Elsevier, Amsterdam, 312 p.
- Twidale, C.R., 1986, Granite landform evolution: factors and implications: *Geologische Rundschau*, 75, 769-779.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 1975, Episodic exposure of inselbergs: *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1473-1481.
- Twidale, C.R., Vidal Romani J.R., 2004, Identification of exposed weathering fronts: *Geodinamica Acta* 17/2, 107-123.
- Young, A.R.M., 1987, Salt as an agent in the development of cavernous weathering: *Geology*, 15(10), 962-966.

Manuscrito recibido: Octubre 10, 2014

Manuscrito corregido recibido: Junio 25, 2015

Manuscrito aceptado: Junio 30, 2015