

El Deslizamiento de Güevéjar (provincia de Granada): un caso de inestabilidad de laderas inducida por sismos

The Güevéjar Landslide: a case study of slope instability triggered by earthquakes

J. Jiménez Pintor ⁽¹⁾ y A. Azor ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Ingeniería del Terreno, Ayesa, Avda. Marie Curie, s/n, 41092 Sevilla. jjpintor@ayesa.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18002 Granada. azor@ugr.es

ABSTRACT

Drawing on historical documents and a detailed field study, we have been able to characterize the Güevéjar landslide as a complex landmass movement with a dominant multi-rotational component. The landslide body is made up of very heterogeneous rocks, while the basal surface is located on lignite-bearing marls. The main triggering factor responsible for this landslide is thought to be the dynamic effect of high magnitude earthquakes with the focus located at very long distances (tens to hundreds of km) from Güevéjar. Some pieces of evidence point to local-scale amplification of seismic waves (site effect) as causing reactivation of the landslide.

Key words: Earthquake, seismicity, landslide, Güevéjar, Betics.

Geogaceta, 40 (2006), 287-290

ISSN: 0213683X

Introducción

El pueblo de Güevéjar (Granada) ha sido destruido completamente en dos ocasiones, la primera coincidiendo con el terremoto de Lisboa (1755) y la segunda durante el terremoto de Andalucía (1884). En ambas ocasiones, el fenómeno natural que destruyó el pueblo fue la activación de un gran deslizamiento. El pueblo se reconstruyó de nuevo en 1887, en su actual ubicación situada fuera del perímetro del deslizamiento.

El deslizamiento de Güevéjar se ubica unos 9 km al Norte de la ciudad de Granada, en una zona con un relieve relativamente alomado (amplitud del relieve del orden de 400 m y pendientes medias del orden de 10-15 %), que se sitúa al pie de Sierra Arana (Fig. 1) y marca la transición a la Depresión de Granada.

Geológicamente, el deslizamiento de Güevéjar se localiza sobre materiales neógeno-cuaternarios de la Cuenca de Granada (Figs. 1 y 2), que es una de las cuencas intra-montañas del sector central de la Cordillera Bética. Las litologías que afloran en el entorno de Güevéjar (Fig. 2) se describen a continuación, de muro a techo: (a) arcillas grises, limos y arenas (Turolense medio); (b) yesos masivos y laminados con lutitas y carbonatos (Turolense medio); (c) margas con niveles de lignito (Turolense superior); (d)

calizas y margocalizas con gasterópodos (Turolense superior); (e) arcillas, limos rojos y conglomerados (Plioceno); (f) margas y calizas oncolíticas (Pleistoceno); (g) calizas travertínicas (Pleistoceno); (h) depósitos relacionados con deslizamientos (Holoceno). Se trata, por tanto, de materiales blandos y con permeabilidades bajas en la mayor parte de los casos, lo que va a condicionar fuertemente el comportamiento de las laderas situadas sobre ellos.

El objetivo de este trabajo es realizar una descripción geomorfológica del deslizamiento de Güevéjar y analizar qué factores concretos relacionados con los sismos de Lisboa (1755) y Andalucía (1884) pudieron contribuir al movimiento en masa.

El deslizamiento de Güevéjar y su relación con la sismicidad

La cabecera del deslizamiento de Güevéjar se sitúa al W del la cumbre del cerro del Castillejo de Nívar, unos 1.000 m al E del actual pueblo de Güevéjar (Fig. 2). El deslizamiento tiene una longitud de unos 1.900 m, un desnivel de unos 300 m y espesores de 10-20 m (Fig. 3). En planta tiene forma parabólica con el eje orientado hacia el NW, donde se sitúa el pie coincidiendo con el río Bermejo. En el mapa realizado en este estudio (Fig. 2), se

ha representado el escarpe de cabecera del deslizamiento de 1755, según la interpretación hecha después de consultar los textos de Crame y Mañeras en Martínez-Solares (2001) y las actas del Ayuntamiento de Güevéjar en Gómez-Ruiz (1990). El escarpe de cabecera de 1884 se ha deducido a partir de los textos de Taramelli *et al.*, (1886), Comisión del Mapa Geológico de España (1885) y Nogués (1885). Con toda esta información escrita, se ha podido constatar que el escarpe del deslizamiento de 1755 estaba situado al W del que se produjo en 1884. Por lo tanto, se ha producido un retroceso de la cabecera entre los dos eventos, situándose el escarpe de 1884 más próximo a la cima del cerro del Castillejo (Fig. 2).

El límite meridional del cuerpo del deslizamiento coincide en parte con una falla normal de orientación aproximada E-W. Además, el escarpe de cabecera (al E en el mapa; Fig. 2) parece estar condicionado también por una falla normal, en este caso de orientación N-S. Por tanto, el deslizamiento parece haber tenido un cierto control estructural en sus partes más elevadas topográficamente.

Los materiales que conforman el deslizamiento son heterogéneos, predominando arcillas, arenas, margas y bloques de travertino. En la cartografía del deslizamiento (Fig. 2), se han identificado aquellos sectores en los que dominan

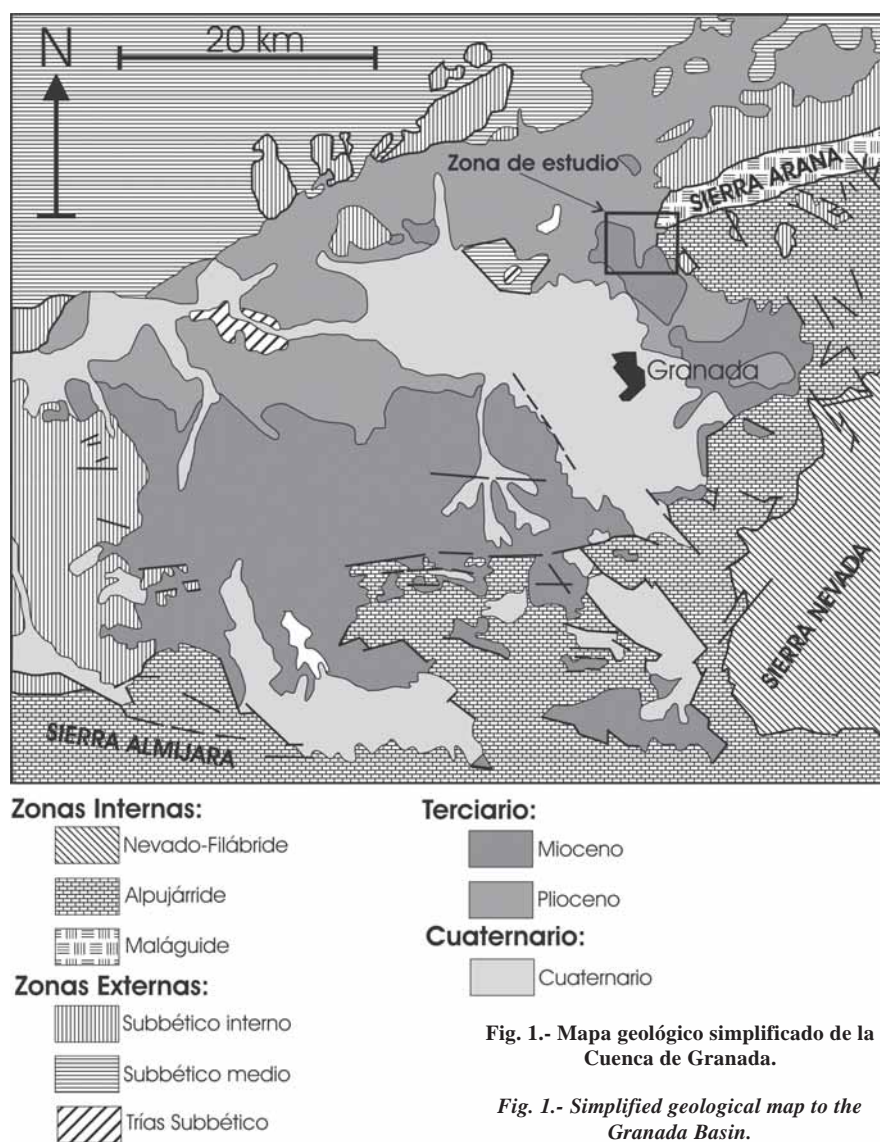


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la Cuenca de Granada.

Fig. 1.- Simplified geological map to the Granada Basin.

determinadas litologías. Así, en la zona N del deslizamiento, en torno a la antigua fábrica (A en la Fig. 2), predominan las arcillas, limos rojos y conglomerados. Al pie del cerro del Castillejo y hasta la carretera Güevéjar-Nívar, aparecen áreas extensas con margas oncolíticas y bloques de travertino. Estas áreas suelen verse rodeadas por arcillas, limos rojos y conglomerados. En la zona del antiguo pueblo de Güevéjar, los materiales predominantes parecen ser las arcillas y limos rojos, pero se han observado margas lignitosas y bloques de travertino también. Al descender hacia el río Bermejo, aumenta la proporción de arcillas, limos rojos y margas lignitosas. En el Cerro de la Vegueta (F en la Fig. 2), aparece una gran extensión de margas oncolíticas con algunos bloques de travertino; esta zona es interpretada en otros trabajos y en el propio mapa geológico del Instituto Geológico y Minero de España (Lupiani *et al.*, 1988;

Sanz, 1997), como la formación de arcillas, limos rojos y conglomerados, afectada por el deslizamiento.

Discusión y conclusiones

La topografía de detalle del deslizamiento de Güevéjar se caracteriza por un cierto escalonamiento y por la presencia de pequeñas zonas endorreicas (Fig. 2), lo que parece apuntar al carácter multirrotacional del mismo. Sin embargo, también son características las fracturas menores, tanto paralelas como perpendiculares al escarpe principal, que evidencian un movimiento complejo con traslación de bloques de terreno. Por tanto, el deslizamiento de Güevéjar puede clasificarse como complejo (Cruden y Varnes, 1996), pero con predominio del carácter multirrotacional. Desde el punto de vista de su actividad, el deslizamiento puede considerarse como inactivo-durmiente (Dikau *et al.*, 1996; Mather *et al.*, 2003), aunque

localmente en algunos sectores situados entre el cerro de las Peñuelas (F en la Fig. 2) y la antigua fábrica (A en la Fig. 2), el deslizamiento es activo; igualmente, al S del cerro de las Peñuelas, se pueden observar fracturas de cabecera abiertas.

Las medidas realizadas por Crame y Mañeras durante el deslizamiento de 1755 nos han permitido estimar la velocidad del deslizamiento en su escarpe principal durante la primera semana tras la activación, así como su desplazamiento acumulado. De este modo, hemos podido comprobar que la velocidad de desplazamiento no fue uniforme, sino que se fue amortiguando durante esa primera semana tras el terremoto. La velocidad osciló entre 5.7 y 1.1 cm/hora; estos valores están comprendidos dentro del intervalo de velocidad Tipo 4 ó Moderado de Cruden y Varnes (1996). Con respecto al desplazamiento acumulado sobre el escarpe de cabecera, este valor no puede ser asimilado al desplazamiento total, ya que existían numerosos escarpes secundarios y fracturas menores paralelas al escarpe principal. El desplazamiento acumulado en el pie debió ser mucho mayor, ya que llegó a cortar el curso del río Bermejo, formando un pequeño embalse de unos 5-6 metros de profundidad.

Entre los factores condicionantes del deslizamiento de Güevéjar están la litología y las propiedades resistentes de los materiales implicados. Por lo observado en campo, las margas lignitosas parecen comportarse como materiales de muy baja resistencia y alta plasticidad, que dan lugar a taludes de bajo ángulo. La superficie de deslizamiento parece localizarse sobre estos materiales y no sobre las arcillas y limos rojos suprayacentes, aunque éstos últimos se vean ampliamente afectados por el movimiento, al igual que el resto de formaciones más recientes. El condicionante hidrogeológico es fundamental también en este deslizamiento. En el periodo Abril-Diciembre de 2005 y pese a las escasísimas precipitaciones caídas, se han podido observar niveles freáticos muy someros (3-4 m de profundidad) en la masa deslizada. Estos datos sugieren que la superficie de deslizamiento debió situarse en parte bajo el nivel freático durante los movimientos de 1755 y 1884. El último factor condicionante es de carácter estructural; concretamente, la presencia de fallas con orientaciones NW-SE y N-S parece haber delimitado la masa deslizada en la zona de cabecera; además, el buzamiento del contacto entre las margas lignitosas y las arcillas, limos rojos y conglomerados suprayacentes, que se dispo-

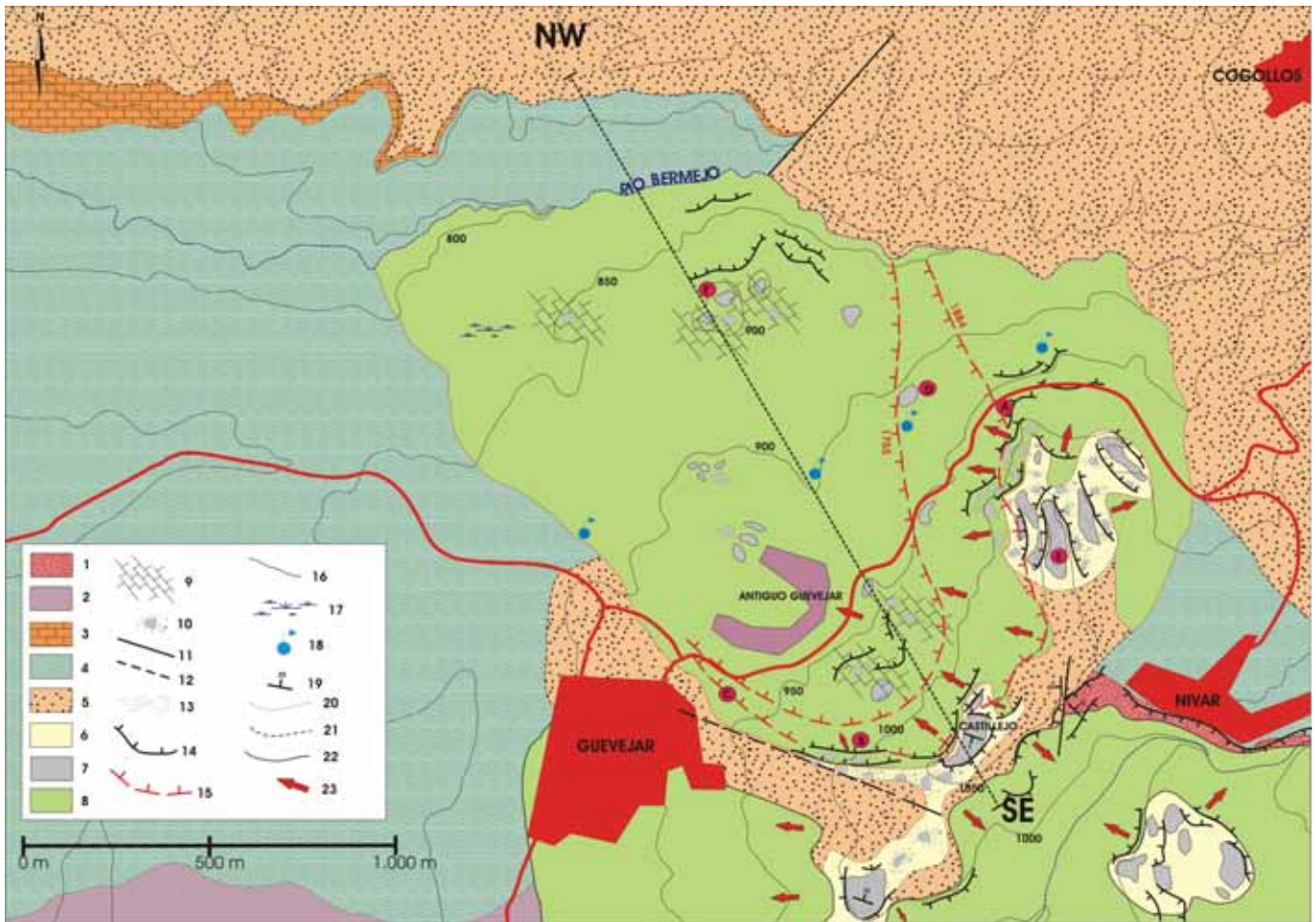


Fig. 2.- Mapa geológico del deslizamiento de Güevéjar. 1: Arcillas grises, limos y arenas; 2: Yesos masivos y laminados con lutitas y carbonatos; 3: Margas con niveles de lignito; 4: Calizas y margocalizas con gasterópodos; 5: Arcillas, limos rojos y conglomerados; 6: Margas y calizas oncolíticas; 7: Calizas travertínicas; 8: Materiales deslizados indiferenciados; 9: Material deslizado con predominio de margas y calizas oncolíticas; 10: Bloques de calizas oncolíticas deslizados y/o desprendidos; 11: Falla; 12: Falla supuesta; 13: Fracturación con orientación; 14: Escarpes; 15: Escarpes de cabecera durante los deslizamientos; 16: Río; 17: Zona endorreica; 18: Manantial; 19: Dirección y buzamiento de estratos; 20: Contacto normal; 21: Contacto discordante; 22: Contacto de masas deslizadas; 23: Dirección del movimiento de masas deslizadas. A: antigua fábrica de pólvora; B: Fuente de las Eras Altas; C: situación de las antiguas Eras Altas; D: Peñón de la Zorrera; E: Cerro de las Peñuelas; F: Cerro de la Vegueta; NW-SE: Localización del corte geológico de la figura 3.

Fig. 2.- Geological map of the Güevéjar landslide. 1: Grey clays, silts and sands; 2: Gypsum with clay and limestone intercalations; 3: Marls with lignite layers; 4: Limestones and marly limestones with gastropods; 5: Clays, red silts and conglomerates; 6: Marls and oncolithic limestones; 7: Travertine limestones; 8: Undifferentiated landmass deposits; 9: Landmass deposit with prevalence of marls and oncolithic limestones; 10: Oncolitic limestone blocks; 11: Fault; 12: Suspected fault; 13: Fracturing with indication of orientation; 14: Scarps; 15: Landslide main scarps; 16: River; 17: Endorheic area; 18: Spring water; 19: Strike and dip of strata; 20: Normal stratigraphic contact; 21: Unconformable stratigraphic contact; 22: Landslide external contact; 23: Landslide sense of movement. A: Old gunpowder factory; B: Eras Altas spring water; C: Location of the old Eras Altas; D: Peñón de la Zorrera; E: Cerro de las Peñuelas; F: Cerro de la Vegueta; NW-SE: Location of cross-section in figure 3.

ne subhorizontal o con ligera inclinación hacia el W, puede haber condicionado la geometría de la superficie basal del deslizamiento.

El factor desencadenante fundamental del deslizamiento de Güevéjar son las acciones dinámicas provocadas por sismos. En este sentido, es muy llamativo que hayan sido terremotos relativamente lejanos los que hayan activado el deslizamiento y no otros terremotos históricos de foco mucho más cercano a Güevéjar. La explicación a este hecho podría estar en que a grandes distancias del foco sólo llegan las ondas de baja frecuencia, las cuales inducen desplazamientos de gran amplitud en el terreno, a menudo acompaña-

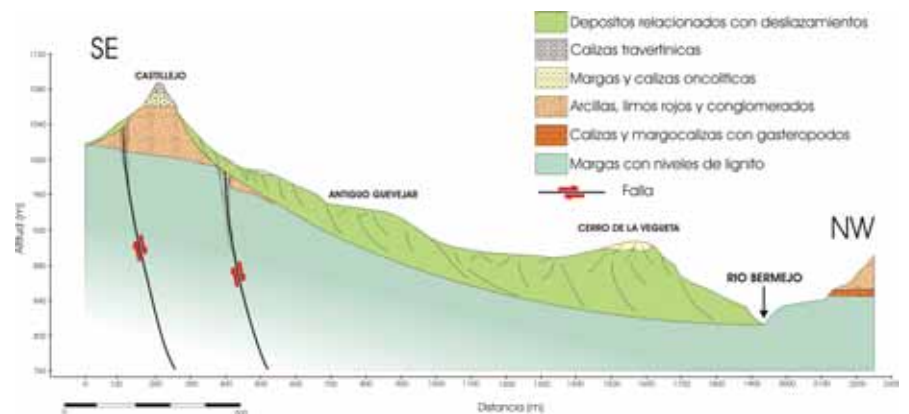


Fig. 3.- Corte geológico esquemático del deslizamiento de Güevéjar (véase localización en la Fig. 2).

Fig. 3.- Schematic cross-section of the Güevéjar landslide (see location in Fig. 2).

| Terremotos históricos | | D ¹ (km) | I ₀ ² (MSK) | mb ³ | Ms ⁴ | I ⁵ | Aceleración (g) |
|-----------------------|------------|------------------------|--------------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|--------------------|
| Atarfe | 24/04/1431 | 10 | 9 | 5.5 | 4.8 | 8.5 | 0.22 |
| Granada | 04/07/1526 | 9 | 8 | 5.5 | 4.8 | 7.2 | 0.087 |
| Santa Fe | 27/10/1806 | 14 | 8 | 5.5 | 4.8 | 6.5 | 0.054 |
| Arenas del Rey | 25/12/1884 | 55 | 10 | | 5.8 | 5.2 | 0.022 |
| Santa Fe | 31/05/1911 | 14 | 8 | 4.9 | 4.8 | 6.5 | 0.054 |

(1) Distancia epicentro - Güevéjar; (2) Intensidad epicentral; (3) magnitud de ondas internas; (4) magnitud de ondas superficiales; (5) Intensidad estimada para Güevéjar aplicando la expresión de López Casado et al. (2000).

Tabla I.- Correlación entre la intensidad y la aceleración en Güevéjar para los terremotos más importantes ocurridos en la Cuenca de Granada desde 1431.

Table I.- Correlation between intensity and acceleration at Güevéjar for the most important earthquakes in the Granada Basin since 1431.

dos de una aceleración moderada. De hecho, los grandes deslizamientos producidos por terremotos son típicamente inducidos por ondas de baja frecuencia.

Mediante métodos empíricos, hemos correlacionado la intensidad estimada en Güevéjar durante los sismos de 1755 y 1884 con el valor de aceleración asociada. Para ello, hemos usado la fórmula recomendada en la Norma Sismorresistente Española (NCSE-94): $\log a = 0,30103 I - 0,2321$, en la que la aceleración (a) está dada en gal (1 gal = 1 cm/s²) y la intensidad (I) es la de la escala macrosísmica MSK. Las intensidades (MSK) usadas han sido V-VI para el sismo de 1755 (Martínez-Solares, 2001) y VII para el de 1884 (Udías y Muñoz, 1979), que dan para Güevéjar unas aceleraciones en el terreno de 0.027g para el terremoto de 1755 y 0.076g para el terremoto de 1884, donde g es la aceleración de la gravedad.

A partir de la expresión obtenida por López Casado et al., (2000) para la Cuenca de Granada (zona de *Muy Alta Atenuación*), podemos estimar la Intensidad (MSK) que cabría esperar a diferentes distancias del epicentro. La expresión para obtener la intensidad en un punto determinado es

$$I = f(I_0) - a_2 \ln D - a_3 D,$$

donde I₀ es la intensidad epicentral, a₂ y a₃ son parámetros característicos para cada zona, y D es la distancia entre el foco del sismo y el punto considerado. Así, hemos obtenido las intensidades esperables en Güevéjar en relación con los sismos históricos más importantes ocurridos en la Cuenca de Granada desde 1431 (Tabla I).

Durante el terremoto de 1884, el único deslizamiento importante que se produjo fue el de Güevéjar, a pesar de que la distancia al epicentro estimado es del orden de 55 Km. Esto sugiere un «efecto de

sitio» importante, probablemente relacionado con amplificaciones locales de las ondas sísmicas.

En la cuenca de Granada, se han producido varios terremotos históricos importantes (Tabla I) con focos presumiblemente cercanos a Güevéjar. Sin embargo, no hay indicios de que esos terremotos históricos (a excepción del terremoto de Andalucía, 1884) activaran el deslizamiento. La intensidad MSK a partir de la aplicación de la fórmula de López Casado et al., (2000) para el terremoto de 1884 en Güevéjar (5.2) es ligeramente menor que la deducida de las observaciones macrosísmicas de los efectos directos del sismo (7) (Udías y Muñoz, 1979). Esto podría explicarse también por el «efecto de sitio» antes mencionado. Por otra parte, si tenemos en cuenta la aceleración calculada para Güevéjar mediante la expresión de la NCSE-94 (0.076g) y la obtenida mediante la fórmula de López Casado et al., (2000) (0.022g), obtenemos una diferencia de 0.054g, lo que representa una amplificación de 2.45 para el valor de la aceleración; esta amplificación podría igualmente ser debida al «efecto de sitio». Cabe concluir que son los terremotos lejanos y de gran magnitud los que parecen haber activado el deslizamiento de Güevéjar, debido fundamentalmente a (i) las ondas de baja frecuencia y (ii) al «efecto de sitio».

Los estudios de paleosismicidad realizados por Reicherter (2001) en la Cuenca de Granada, junto con los registros instrumentales de sismicidad, sugieren un período de recurrencia de 100 años para sismos de magnitud 6 y de 1000 años para sismos de magnitud 7. En cuanto a la sismicidad en el Golfo de Cádiz, Luque et al., (2001) han datado los depósitos de un gran tsunami ocurrido en esta región, habiendo obtenido una edad de 216-218 A.C. Por tanto, los terremotos de gran magnitud en el Golfo de Cádiz parecen

tener un periodo de recurrencia del orden de 2000 años (~200 A.C. a 1755). A partir de estos datos y de manera muy tentativa, proponemos que el deslizamiento de Güevéjar se ha podido reactivar cada 2000 años por efectos de terremotos lejanos ocurridos en el Golfo de Cádiz y cada 1000 años por terremotos ocurridos en las Cordilleras Béticas.

Referencias

- Comisión del Mapa Geológico de España (1885). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico. T. XII*, 141-164.
- Cruden, D. M. y Varnes, D. J. (1996). En: *Landslides, Investigation and mitigation* (A.K. Turner y R.L. Schuster, Eds.). Transportation Research Board, National Academy Press, Washington, D.C., U.S.A. Special Report, 247, 36-75.
- Dikau, R. Brundsen, D., Schrott, L. y Ibsen, M.L. (1996). En: *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes* (R. Dikau, D. Brundsen, L. Schrott y M.L. Ibsen, Eds.). John Wiley and Sons, 1-12.
- Gómez Ruiz, A. (1990). *Güevéjar. De alquería musulmana a municipio de la Vega de Granada*. Ayuntamiento de Güevéjar y Diputación Provincial de Granada, 137 pp.
- Lupiani, E. y Soria Mingorance, J.M. (1988). *Mapa Geológico 1:50.000, hoja N° 1009 (Granada)*. IGME.
- López-Casado, C., Molina-Palacios, S., Delgado, J. y Peláez, J.A. (2000). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 34-47.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., y Silva, P.G. (2001). *Acta Geologica Hispanica*, 36, 197-211.
- Martínez-Solares, J.M. (2001). *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 756 pp.
- Mather, A. E., Griffiths, J.S. y Stokes, M. (2003). *Geomorphology*, 50, 135-149.
- NCSE-94 (1994). *Norma de construcción sismorresistente*. BOE 8 de febrero de 1995 (3936-3980), Madrid.
- Nogués, M.A. F. (1885). *La Nature*, 610, 150-155.
- Reicherter, K. R. (2001). *Acta Geologica Hispanica*, 36, 267-281.
- Sanz, E. (1997). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 56, 83-87.
- Taramelli T. y Mercalli G. (1886). *Atti della Reale Accademia dei Lincei*, 283, 116-222, Roma.
- Udías A. y Muñoz, D. (1979). *Tectonophysics*, 53, 291-297.