

Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa, Jaén (4.4 m_{bLg} , 31/01/2012): implicaciones sismotectónicas

Upper Pleistocene faults in the vicinity of the Huesa (Jaén) Earthquake (m_{bLg} 4.4, 31/01/2012): seismotectonic implications

Fernando Pérez-Valera¹, Mario Sánchez-Gómez¹, José Antonio Peláez² y Luis Alfonso Pérez-Valera¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de Las Lagunillas s/n. 23071, Jaén, España. fperez@ujaen.es, msgomez@ujaen.es, laperez@ujaen.es

² Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Campus de Las Lagunillas s/n. 23071 Jaén, España. japelaez@ujaen.es

ABSTRACT

The Collejares fault system is a group of faults, described for first time here, in the neighborhood of the m_{bLg} 4.4 W Huesa earthquake, occurred the 01/31/2012 at the eastern end of the Guadalquivir Basin. The faults have a N090-120°E strike, with both dextral and reverse sense of shearing. The focal mechanism of the earthquake agrees with the kinematics of a fault of the Collejares System with evidence of strike-slip displacements younger than 24 ka. This work proposes that Collejares faults are consistent with the stress field inferred from focal mechanism of the Huesa earthquake, and contributed to understanding the recent seismotectonics context of the south-western end of the Cazorla Arc.

Key-words: Seismotectonics, earthquakes, active tectonics, transpression, Betic Cordillera.

RESUMEN

Se describe aquí por primera vez el Sistema de Fallas de Collejares, un grupo de fallas descubierto en el entorno del terremoto ocurrido al oeste de Huesa, de magnitud 4,4 m_{bLg} , el 31/01/2012, en el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Las fallas tienen una dirección N090-120° E, con sentido de cizalla tanto dextro como inverso. El mecanismo focal del terremoto concuerda con la cinemática de una falla del Sistema de Collejares que presenta evidencias de desplazamientos de desgarre de una edad menor de 24 ka. Este trabajo propone que el Sistema de Fallas de Collejares sería compatible con el estado de esfuerzos deducido del mecanismo focal del terremoto de Huesa, y contribuye al conocimiento del contexto sismotectónico actual del extremo suroeste del Arco de Cazorla.

Palabras clave: Sismotectónica, terremotos, tectónica activa, transpresión, Cordillera Bética.

Geogaceta, 52 (2012), 25-28.
ISSN 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2012

Fecha de revisión: 26 de abril de 2012

Fecha de aceptación: 25 de mayo de 2012

Introducción

El reciente terremoto ocurrido el 31 de enero de 2012, de magnitud 4.4 m_{bLg} (4.0 M_w), con epicentro en las cercanías de la población de Huesa (Jaén), ha ocurrido en un sector de la Cordillera Bética de especial relevancia tectónica, pero poco atendido por estudios geológicos de índole regional o de tectónica activa. Este sector, mencionado en algunas publicaciones como el Corredor del Gadiana Menor (García Roldán *et al.*, 2006; Sanz de Galdeano *et al.*, 2006), es el nexo de unión de varias estructuras geológicas mayores: por un lado supone la terminación suroeste del Arco de Cazorla; al sur se encuentra la Cuenca de Guadix-Baza, de la que constituye su desagüe durante el final del Cuaternario (Azañón *et al.*, 2007;

García-Tortosa *et al.*, 2008a); también puede considerarse el comienzo geográfico de la Cuenca del Guadalquivir; o la terminación oriental de Sierra Mágina (Fig. 1). Sin embargo, sólo una estructura, la Falla de Tíscar (Foucault, 1971), ha sido propuesta como la falla de transferencia del desplazamiento del Arco de Cazorla hacia el Oeste (Platt *et al.*, 2003), aunque dentro de una zona de falla más amplia (Sanz de Galdeano *et al.*, 2006). No obstante, varios aspectos de la Falla de Tíscar aparecen contradictorios en las publicaciones de los distintos investigadores, y en todo caso, el trazado visible de la falla, o de la zona de falla, se restringe a pocos kilómetros alrededor de la terminación SO de los materiales Prebéticos del Arco de Cazorla. Fuera de esta área, la continuidad se pierde y es imposible

establecer la relación de la falla con otras estructuras.

En este contexto, el terremoto de Huesa de enero de 2012 representa, además de una evidencia de la actividad sismotectónica del sector, una oportunidad de comprender el funcionamiento actual de las estructuras que lo configuran. Este trabajo pretende mostrar fallas previamente no descritas y las evidencias de su desplazamiento, posiblemente sísmico, durante el Pleistoceno superior, cuya orientación y cinemática coincide con el mecanismo focal calculado para este terremoto por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). De igual forma se intentan integrar estas nuevas fallas en un marco más amplio de relaciones estructurales entre los grandes dominios que se encuentran en el sector de estudio.

Contexto geológico

La zona de estudio y lugar donde ocurrió el terremoto se encuentra en el valle del Guadiana Menor (Fig. 1), rasgo geográfico que separa la Sierra de Cazorla de Sierra Mágina. La Sierra de Cazorla constituye un prisma orogénico en forma de arco (Andrieux y Nebbad, 1996) formado por materiales prebéticos despegados que cabalgan con una vergencia ONO durante el Mioceno medio-superior (Platt *et al.*, 2003), tanto sobre la cobertera tabular de la meseta en su parte norte como sobre la Cuenca del Guadalquivir en su extremo sur. La continuación de las escamas cabalgantes de Cazorla se ve interrumpida por la falla de Tíscar, y hacia el oeste (Sierra Mágina), un complejo sistema de cabalgamientos y fallas normales configuran un sinuoso frente montañoso de materiales prebéticos y subbéticos sobre la Cuenca del Guadalquivir, con una dirección general aproximada E-O (García-Tortosa *et al.*, 2008b).

El valle del Guadiana Menor está formado por materiales de diversa naturaleza, esencialmente formaciones Triásicas y Cretácico-Paleógenas, de afinidad subbética, y formaciones neógenas. El conjunto de estos materiales ha sido descrito como de origen tectónico-gravitacional (Roldán-García *et al.*, 2006), mientras que otros autores los atribuyen, dada su naturaleza, directamente al Subbético, quedando por consiguiente el frente de este dominio adelantado respecto del Prebético (Frizon de Lamotte *et al.*, 1991). En general, son reconocibles unidades estratigráficas completas con mayor o menor grado de deformación, separadas por contactos tectónicos (Pérez-Valera, 2005).

Sea cual fuere el origen del conjunto de materiales que flanquean el Guadiana Menor, estos se presentan en la actualidad fuertemente estructurados por un conjunto de fallas y pliegues entre los que destacan la Falla de Tíscar, de dirección N130-150°E, y un conjunto de fallas y pliegues de dirección N090-120°E. En algunos trabajos, la Falla o Zona de Falla de Tíscar es interpretada como la responsable del avance de los materiales subbéticos hacia el NO (Roldán García *et al.*, 2006; Sanz de Galdeano *et al.*, 2006), o incluso hacia el N (Frizon de Lamotte *et al.*, 1991), una vez superados los materiales prebéticos. El desplazamiento en salto en dirección de esta falla es también discutido, situándose entre los 6 km pro-

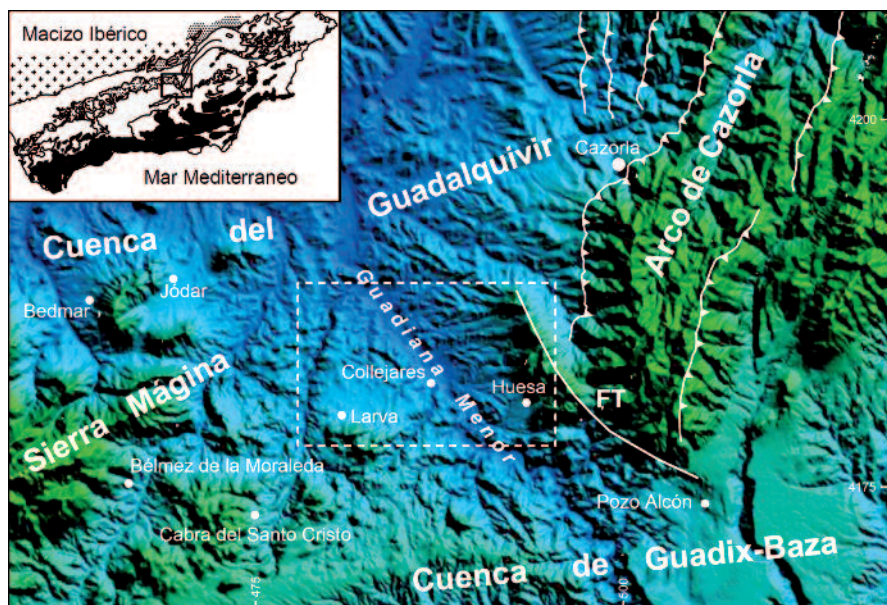


Fig. 1.- Modelo digital del terreno mostrando la posición de los diferentes dominios geológicos situados en la zona de estudio (recuadro). FT: Falla de Tíscar.

Fig. 1.- Digital elevation model showing the location of the different domains present in the study sector (box). FT: Tíscar Fault.

puestos por Foucault (1971) y los 50 km de Platt *et al.* (2003). Sin embargo, estudios centrados en fábricas dúctiles de evaporitas, al sur de dicha falla y dentro de afloramientos triásicos (Pérez-Valera *et al.*, 2006), sugieren una historia algo más compleja, con un predominio de transporte de dirección N100°E y un papel subordinado de las fallas de salto en dirección N150°E.

Estructuras de deformación reciente

El rasgo estructural más significativo de la región es la existencia de un sistema de fallas inversas de doble vergencia y de salto en dirección dextro, con orientaciones que varían entre N090°E y N120°E, y que tiene algunos pliegues asociados. Se sitúa al norte de Larva y cruza por la población de Collejares hasta el sur de Huesa, por lo que se ha denominado Sistema de Fallas de Collejares (SFC, Fig. 2). Este sistema genera una elevación topográfica de basamento Triásico, alargada en el mismo sentido que el sistema de fallas y dejando una pequeña zona cuasi-endorreica al sur de la elevación (Laguna de Larva, Fig. 2).

El Sistema de Fallas de Collejares afecta a los materiales del Cuaternario, compuestos por gravas y arenas fluviales pertenecientes a las terrazas del Río Guadiana Menor. La deformación consiste en pliegues y fallas desarrollados sobre el nivel de te-

razas superior, situado aproximadamente 20 m sobre el cauce actual del río. Los pliegues son suaves, con flancos buzando menos de 20° y ejes de dirección aproximada NO-SE (puntos 1 y 2, Fig. 2). De las fallas observadas, la más importante (punto 3, Fig. 2) corresponde a una estrecha zona de falla, con algunos planos inversos de vergencia sur, que suman en total un salto vertical de unos 10 m (Fig. 3), aunque todos ellos muestran profusión de estrías de salto en dirección dextro. La zona de falla muestra numerosos planos desarrollados en yesos y lutitas del Triásico, con una dirección media N095°E y buzamientos entre 80°N y 70°S (ver diagrama, Fig. 2). Los planos contienen estrías en dirección y buzamiento, en muchas ocasiones sobre el mismo plano de falla, y se desarrollan numerosas formas en almendra, de las cuales las mayores individualizan planos oblicuos de dirección NE-SO y buzamientos al NO (ver diagrama, Fig. 2).

Se han podido datar las terrazas deformadas a partir del análisis del C¹⁴ de carbones procedentes de niveles de arenas finas situados próximos a la zona de falla, en el tercio superior de la sucesión de gravas y arenas (Fig. 3), obteniéndose una edad de 24830 ± 100 años BP. Tanto los pliegues como las fallas afectan a la totalidad de los materiales que componen la terraza, por lo que puede afirmarse que la deformación comprende, al menos una parte

del Pleistoceno superior, sin descartar edades más recientes.

Sismicidad

Además del terremoto objeto de estudio, sólo destacan dos terremotos, uno de magnitud de 4.4 m_D , catalogado como terremoto de Larva de 22/05/1951, localizado a unos 7 km al ONO del de Huesa (Fig. 2), y otro de magnitud 3.5 m_D (Mezcua y Martínez Solares, 1983), conocido como terremoto de O de Peal de Becerro de 04/07/1958, localizado a unos 17 km al NNO del de Huesa.

El primero de los terremotos citados fue sentido con intensidad V (IGC, 1952). Fue precedido aproximadamente una hora antes por un terremoto de magnitud m_D 3.4 e intensidad III, localizado muy probablemente en el mismo foco que el anterior. Dada la época, el escaso número de estaciones que lo registraron y la distancia de las estaciones al epicentro, podemos considerar que su error en localización es el genérico de la época, 10-60 km (IGN, 1992), no teniendo asignada profundidad ninguno de los dos.

Al reciente terremoto localizado al O de Huesa se le asignan magnitudes 4.0 M_W y 4.4 m_{BLG} , siendo sentido con intensidad IV en un área que supera ampliamente los 1000 km². Se observa un premonitorio, ya que sólo 15 s antes se localiza en el mismo foco un evento de magnitud 2.9 m_{BLG} . Su profundidad es de 6.4 ± 1.6 km, siendo su error en la localización horizontal de unos 2 km. En las siguientes 24 horas, se localizaron un total de 15 réplicas con magnitudes en el rango 1.0-2.2 m_{BLG} , todas ellas al N del terremoto principal. Dado el escaso número de réplicas así como su baja magnitud, podemos considerar que prácticamente toda la energía liberada por la serie sísmica fue debida al terremoto principal. La profundidad de las réplicas fue similar al principal, alcanzando una de ellas una profundidad de 11.0 ± 0.8 km.

Discusión y conclusiones

El mecanismo focal del terremoto de Huesa de enero de 2012 muestra dos posibles soluciones (IGN), ambas debidas a fallas con un movimiento esencialmente de salto en dirección (Fig. 2): una de ellas supone una falla con orientación (a) N002°E/79°E sinistrorsa; y la otra (b) N096°E/65°S,

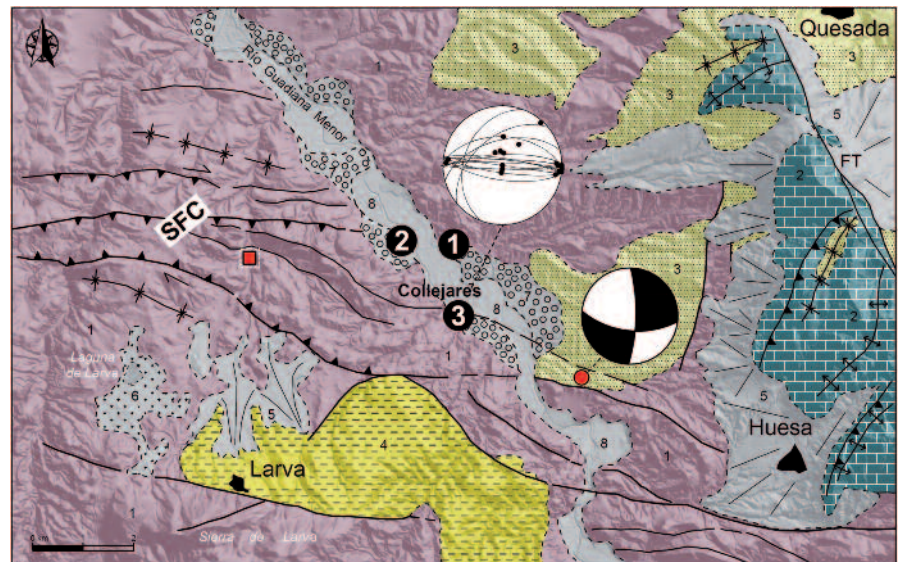


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de la región de estudio (recuadro en Fig. 1), mostrando las principales estructuras y puntos de observación, el mecanismo focal del terremoto de Huesa y la proyección estereográfica (equiareal, hemisferio inferior) de planos de falla ($n=14$) y estrias ($n=19$). 1: Subbético hasta Mioceno medio, 2: Prebético hasta Mioceno medio, 3: Serravaliense-Tortoniano inferior, 4: Tortoniano superior, 5: Abanicos aluviales, 6: Sedimentos lacustres, 7: Terrazas altas, 8: Terrazas bajas y llanura de inundación. SFC: Sistema de Fallas de Collejares. FT: Falla de Tíscar. Círculo: epicentro del terremoto de Huesa de 2012. Cuadrado: epicentro del terremoto de Larva de 1951.

Fig. 2.- Simplified geological map of the study region (box in Fig. 1), showing the main structures, focal mechanism of the Huesa earthquake and Stereographic Projection (equiareal, lower hemisphere) of fault planes and striae. 1: Subbetic including middle Miocene. 2: Prebetic including middle Miocene, 3: Serravalian-early Tortonian, 4: late Tortonian, 5: Alluvial fan, 6: Lacustrine sediments, 7: Higher terraces, 8: Lower terraces and flood plain. SFC: Collejares Fault System. FT: Tíscar Fault. Circle: epicenter of the 2012 Huesa earthquake. Square: epicenter of the 1951 Larva earthquake.

dextrorsa. Entre ambas soluciones, la (b) estaría más próxima a la orientación de la Falla de Tíscar N150°E, sin embargo el sentido de cizalla sería el opuesto al comúnmente admitido para dicha falla. Por el contrario, el Sistema de Fallas de Collejares, con una orientación entre N090°E y N120°E coincide con la solución (a) del mecanismo. Concretamente las fallas que afectan a terrazas de edad 24 ka muestran planos con direcciones comprendidas entre N090°E y N100°E, altos buzamientos y un predominio de estrias de salto en dirección con desplazamiento dextro.

La profundidad estimada del foco lo sitúa en el basamento de la región, y no puede establecerse que haya una continuidad directa entre la zona de ruptura y algunas de las fallas descritas en superficie. No obstante, es de esperar que el funcionamiento durante el Cuaternario del Sistema de Fallas de Collejares, incluyendo la falla con ruptura en el Pleistoceno superior, responda a un sistema de esfuerzos similar al que generó el terremoto de Huesa, es decir que el Sistema de Fallas de Collejares sea tectónica y sísmicamente activo. De hecho, tanto el esfuerzo máximo horizontal (de Vi-

cente *et al.*, 2008) como la dirección de aproximación Iberia-África (Vernant *et al.*, 2010) estimados en la región (ca. N155°E) coinciden con el estado de esfuerzos determinado por el mecanismo focal del terremoto de Huesa, y serían compatibles con los dos sistemas de estrias encontrados, pudiendo producir para las orientaciones de las fallas observadas tanto cabalgamientos como saltos en dirección, suponiendo sólo pequeñas variaciones locales de esfuerzos.

Estos sistemas de estrias superpuestos, casi ortogonales, son comúnmente observados en otras fallas activas vecinas, generadas en entornos transpresivos, como por ejemplo al noreste del Arco de Cazorla, en la Falla de Socovos (Sánchez-Gómez *et al.*, 2010), de orientación y cinemática idéntica al Sistema de Collejares; o en el sistema de Fallas de Alhama-Lorca, donde se describen juegos de lineaciones ortogonales que pueden ser explicados en un único régimen de esfuerzos principal (Martínez-Díaz, 2002).

En resumen, el Sistema de Fallas de Collejares, descrito por primera vez en este trabajo, se revela como un conjunto de fallas activo que condiciona el relieve actual y es congruente con el estado de esfuerzos que



Fig. 3.- Zona de falla que afecta a los materiales del Pleistoceno superior. Nótense los pliegues de arrastre y el plano curvado típico de las estructuras en flor transpresivas. El asterisco señala la posición de la muestra datada con C^{14} .

Fig. 3.- Fault zone affecting to upper Pleistocene materials. Note the drag folds and the curved fault planes characteristic from transpressional, positive flower structures. The asterisk indicates the position of the sample used for the C^{14} age.

ha generado el terremoto de Huesa de enero de 2012. Por el contrario, la Falla de Tiscar, con las características que la definen en la actualidad, presentaría incompatibilidades geométricas insalvables con el estado de esfuerzos deducido del mecanismo focal del terremoto de Huesa. En este sentido, el descubrimiento de fallas con desplazamientos posiblemente cosísmicos, sobre sedimentos de 24 ka y una cinemática similar a la del mecanismo focal, confirma la trayectoria sísmica de la región, al menos desde el Pleistoceno superior. Como conclusión, el descubrimiento de nuevas fallas activas en regiones de sismicidad instrumental de baja a moderada reafirma la necesidad y utilidad de los trabajos de campo para el conocimiento sismotectónico de un sector donde prácticamente se desconocía la existencia de procesos tectónicos activos.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el Plan Nacional I+D+i (CGL2006-10202/BTE), y los grupos de la Junta de Andalucía RNM-370 y RNM-325. Se agradecen las sugerencias de José Miguel Azañón y J. J. Martínez Díaz, que han contribuido a la mejora del trabajo.

Referencias

- Andrieux, J. y Nebbad, A. (1996). *Geogaceta*, 20, 810-812.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez Almazo, I.M., Alonso Zarza, A.M., Soligo, M. y Pérez Peña, J.V. (2007). En: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes & Palustrine Carbonates*. Geological Society of America. Special Paper 416, 223-239.
- de Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martin, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldi-

- var, J. y Fernandez-Lozano, J. (2008). *Tectonics*, 27, TC 1009, 22 p.
- Foucault, A. (1971). *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris VI, 633 p.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. y Guézou, J. C. (1991). *Bull. Soc. Geol. France*, 162, 611-626.
- García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Jiménez-Millán, J., Jiménez-Espinosa, R. y Lorite-Herrera, M. (2008a). *Geogaceta*, 44, 211-214.
- García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez-Gómez, M. y Alfaro, P. (2008b). *Geogaceta*, 44, 59-62.
- IGC (1952). *Boletín sísmico. Primer semestre. Año 1951*. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid.
- IGN (1992). *Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y las Islas Canarias*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- Mezcua, J., y Martínez Solares, J.M. (1983). *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 299 p.
- Martínez-Díaz, J. J. (2002). *Tectonophysics*, 356, 291-305.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S. y Rimi, A. (2003). *Tectonics*, 22, 1-29.
- Pérez-Valera, F. (2005). *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 301 p.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M. y Pérez-López (2006). *Geogaceta*, 40, 243-246.
- Roldán García, F. J., Lupiani Moreno, E., Villalobos Megía, M. y Contreras López, E. (2006). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 949 (Pozo Alcón)*. IGME.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L. A., Pérez-Valera, F. y Azor, A. (2010). En: I Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Iberfault. Comunicaciones, 137-140.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y García Tortosa, F. J. (2006). *Rev. Soc. Geol. España*, 19, 271-280.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., Garate, J., McClusky, S. y Reilinger, R. (2010). *Journal of Geodynamics*, 49, 123-129.