



LA SERIE SÍSMICA DE TORREPEROGIL (JAÉN, CUENCA DEL GUADALQUIVIR ORIENTAL): EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN EL ÁREA EPICENTRAL

The Torreperogil seismic series (Jaén, Spain, eastern Guadalquivir basin): evidences of tectonic deformation at the epicentral area

Mario Sánchez Gómez^{1,2}, José A. Peláez^{2,3}, Francisco J. García Tortosa^{1,2}, Fernando Pérez Valera² y Carlos Sanz de Galdeano⁴

¹Departamento de Geología, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. msgomez@ujaen.es

²Centro de Estudios Avanzados de Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España

³Departamento de Física, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España

⁴Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Universidad de Granada. Facultad de Ciencias. 18071 Granada, España

Abstract: A seismic series occurred among Torreperogil and Sabiote towns (Jaén, Spain), with more than 2100 earthquakes located and more than 200 events felt. The series has alarmed the population and caused perplexity, because the area was considered little or no tectonically and seismically active. The hypocentres were located at the basement of the Guadalquivir basin. A field survey in the epicentral area has shown a set of structures compatible with the seismic series, especially fault zones and some folds associated to them. The most important structure is a fault zone along Arroyo Sabiote (ZFAS) showing an orientation and kinematics similar to the determined in the focal mechanisms calculated so far. The analysis of the observed structures and the characteristics of the seismic series suggest a complex tectonic setting, with alternating or simultaneous kinematics along the Pliocene and Quaternary.

Key words: Torreperogil, Guadalquivir Basin, seismic series, paleostress, Betics, clay cataclasites.

Resumen: Entre Torreperogil y Sabiote (Jaén) una serie sísmica, con más de 2100 terremotos localizados y más de 200 sentidos, ha alarmado y causado perplejidad entre la población, ya que la zona se consideraba poco o nada activa tectónica y sísmicamente. Los hipocentros se localizaron en el basamento de la Cuenca del Guadalquivir. En superficie, el reconocimiento de campo en la zona epicentral ha mostrado un cortejo de estructuras compatibles con la serie sísmica, en especial zonas de falla y pliegues asociados a ellas. La estructura más importante consiste en una zona de falla a lo largo del Arroyo Sabiote (ZFAS) que muestra una orientación y cinemática compatibles con las determinadas en los mecanismos focales calculados hasta el momento. Del análisis de las estructuras observadas y de las características de la serie sísmica se deduce una compleja situación tectónica, con varias pautas cinemáticas que han podido alternarse o simultanearse a lo largo del Plioceno y el Cuaternario.

Palabras clave: Torreperogil, Cuenca del Guadalquivir, serie sísmica, paleoesfuerzo, Béticas, cataclasitas en arcillas.

Sánchez Gómez, M., Peláez, J.A., García Tortosa, F.J., Pérez Valera, F. y Sanz de Galdeano, C. (2014): La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): evidencias de deformación tectónica en el área epicentral. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 301-318.

En las proximidades de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, situadas en el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir, se ha producido una inusual serie sísmica con más de 2100 terremotos localizados desde el 20 de octubre de 2012. La zona donde han ocurrido estos terremotos está

catalogada como de baja peligrosidad sísmica (Peláez y López Casado, 2002; NCSR, 2002), es decir, con valores de aceleración horizontal del suelo, esperados para un período de retorno de 475 años, inferiores a 0.08 g. Por otra parte, este sector de la Cuenca del Guadalquivir había sido con-

siderado como de baja actividad sísmica (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011), situado a más de 20 km al norte de lo que se estimaba como la posición local del Frente Montañoso Bético, más o menos activo (ver p.ej. Sánchez-Gómez y Torcal, 2002; Ruano, 2003; Ruano *et al.*, 2004; García-Tortosa *et al.*, 2008).

La serie, en su conjunto, ha liberado la energía equivalente a un terremoto de magnitud 4.4 m_{bLg} , siendo 3.9 m_{bLg} (3.7 M_w) la máxima magnitud registrada para un terremoto acaecido el 05/02/2013, único al que ha sido posible calcularle el mecanismo focal. Debido a la poca profundidad de los eventos, y al hecho de que el centroide de la serie se encuentra a sólo unos 2-3 km al NE de Torreperogil, más de 200 terremotos han sido sentidos en esta población. El gran número de terremotos sentidos, algunos de ellos acaecidos en un breve intervalo de tiempo, junto con la ausencia de fallas u otras estructuras evidentes a las que atribuir su origen, ha dado lugar a una gran desazón entre la población y a la aparición de hipótesis, más o menos singulares, sobre su origen, como entre otras, el llenado rápido del Embalse de Giribaile o sondeos (inexistentes) para la extracción de

hidrocarburos mediante *fracking*. Estas hipótesis han tenido reflejo escrito y repercusión en los medios de comunicación y las denominadas redes sociales de internet.

El presente trabajo es el resultado de una exploración geológica sistemática en la zona epicentral de la serie sísmica de Torreperogil, en donde se han puesto de manifiesto estructuras de deformación compatibles con el movimiento de fallas en profundidad. Se pretende describir dichas estructuras y discutir, a la luz de sus características geológicas, cuál puede ser el origen de la serie sísmica y si ésta puede considerarse un episodio extraordinario, o encaja dentro del funcionamiento tectónico esperable en el margen norte de la Cordillera Bética.

Contexto geológico y sismotectónico

El área donde se ha desarrollado la serie sísmica se sitúa en la parte nororiental de la Cuenca del Guadalquivir (Figs. 1 y 2). La Cuenca del Guadalquivir constituye la cuenca de antepaís de la Cordillera Bética, situándose entre el Macizo Ibérico al norte y la propia Cordillera Bética, al sur. Ac-

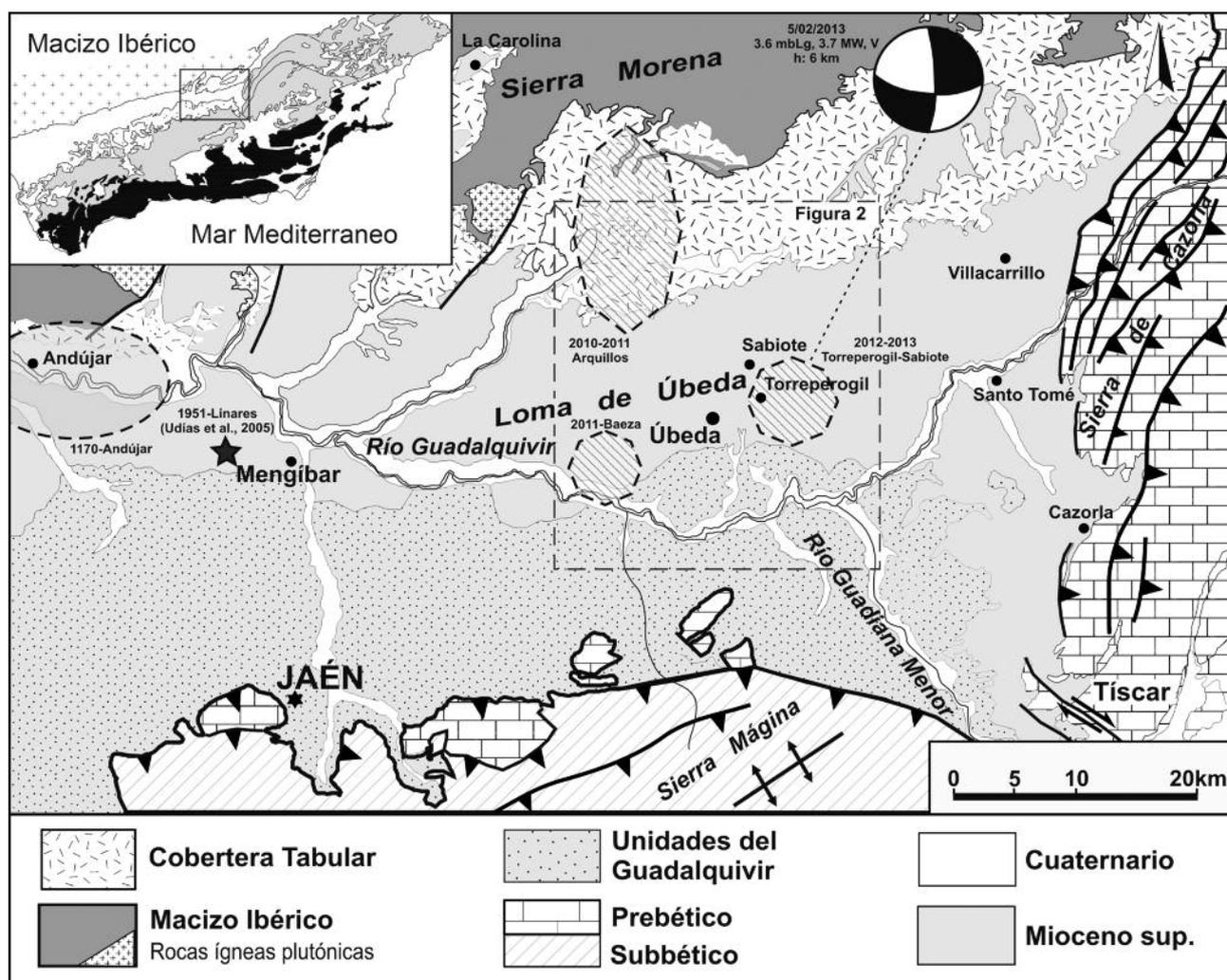


Fig. 1.- Esquema geológico de la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Se indica la posición epicentral de los principales eventos sísmicos conocidos en el margen norte de la cuenca: polígonos reticulados, posición aproximada de la mayor concentración de terremotos en series sísmicas; elipse, situación probable del epicentro del terremoto de Andújar de 1170 en función de la intensidad macrosísmica (Peláez *et al.*, 2013); estrella, situación estimada del terremoto de Linares de 1951 (M_s 5.4) según Udías y colaboradores (2005).

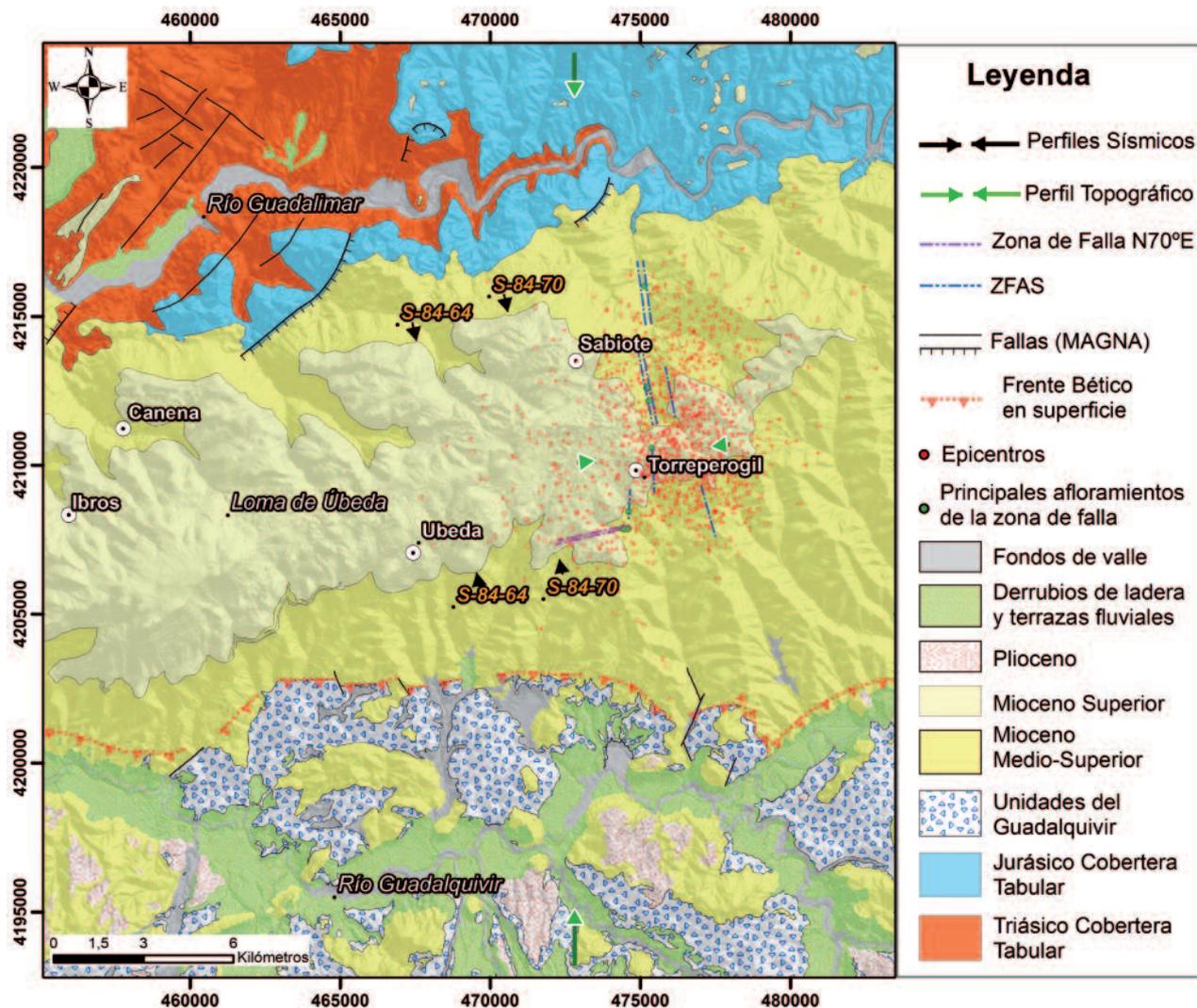


Fig. 2.- Distribución de los eventos de la serie sísmica sobre los mapas geológicos MAGNA del IGME (hojas 906- Úbeda, y 927-Baeza, ambos a escala 1:50000). Se localizan los perfiles sísmicos mostrados en la Figura 4 y los perfiles topográficos de la Figura 13.

tualmente, la Cuenca del Guadalquivir muestra una geometría triangular, alargada en sentido NE-SO y abierta hacia el Océano Atlántico en su extremo SO. La formación de la Cuenca del Guadalquivir tuvo lugar en el Mioceno medio, más concretamente en el Langhiense superior (Fernández *et al.*, 1998), edad de los sedimentos más antiguos que se encuentran discordantes por encima del basamento Paleozoico y de la Cobertera Tabular, aunque su relleno más importante se produce durante el Tortoniense (Martínez del Olmo *et al.*, 1984). Desde el Mioceno superior hasta la actualidad ha tenido una evolución condicionada por la estructuración de la Cordillera Bética, generándose varias secuencias deposicionales marinas, progresivamente más jóvenes en sentido NE-SO, hasta producirse su continentalización en el Cuaternario (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Sierro *et al.*, 1996).

Esta cuenca, como las típicas cuencas de antepaís, muestra una importante asimetría en su basamento, debido a la flexura que se origina en el Macizo Ibérico por el sobrepeso que supone el cinturón de pliegues y cabalgamientos subbéticos y prebéticos, y la superposición del

propio Dominio de Alborán sobre la litosfera ibérica (Fernández *et al.*, 1998; García-Castellanos *et al.*, 2002). Debido a esto, la Cuenca del Guadalquivir muestra dos márgenes completamente diferentes: el margen norte, considerado como el margen pasivo, formado por materiales paleozoicos de la Orogenia Varisca y mesozoicos de la Cobertera Tabular, poco subsidente y alejado de la deformación bética; y el margen sur, mucho más subsidente y que representa el margen activo debido a la estructuración y avance de la Cordillera Bética.

Más detalladamente, la sedimentación en el margen norte está caracterizada por el depósito de unidades de edad Mioceno superior (Tortoniense-Messiniense), en un contexto marino somero con influencia continental (Santos García *et al.*, 1991; Pendón *et al.*, 2004; Abad, 2007), que evolucionan a materiales hemipelágicos hacia el sur, donde se encontraría el *foredeep* de la cuenca. Estas unidades se depositan discordantes sobre materiales de la Cobertera Tabular, o sobre unidades paleozoicas del basamento varisco, y corresponden al relleno autóctono de la Cuenca del Guadalquivir. A grandes rasgos, este relleno autóctono está

constituido por conglomerados, calcarenitas y areniscas calcáreas en las zonas próximas al antepaís ibérico, que pasan a niveles de margas con paquetes de areniscas subordinados hacia la parte más interna de la cuenca (Fig. 3).

Por el contrario, el margen sur de la Cuenca del Guadalquivir, como margen activo, presenta una mayor complejidad en cuanto a la organización de las unidades presentes, siendo además discutida su génesis y su modo de emplazamiento. A partir del trabajo de Perconig (1960-62) que definió el Manto de Carmona como una gran unidad de elementos subbéticos resedimentados y emplazados entre los sedimentos autóctonos de la cuenca, se ha impuesto la hipótesis del origen gravitacional para explicar el borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir. De hecho, Roldán-García y García-Cortés (1988), definen la Unidad Olistostromática, emplazada durante el Serravaliense como un gran olistostroma. Sin embargo, otros autores han propuesto la existencia de unidades, donde la tectónica o el diapirismo desempeñan un papel esencial. García-Rosell, (1973) define las Unidades del Guadalquivir en la transversal Jódar-Úbeda, como un conjunto de unidades alóctonas, de afinidad subbética, emplazadas de manera tectonogravitacional. La abundancia de evaporitas del Triásico es explicada por Flinch y colaboradores (1996) como producida por un complejo de tipo acrecional a partir de masas alóctonas de evaporitas, mientras que Berástegui y colaboradores (1998) interpretan y modelizan el emplazamiento lateral de un diapiro.

No obstante, desde el punto de vista tectónico apenas existen trabajos específicos en la Cuenca del Guadalquivir, a lo que ha contribuido claramente la aparente escasa deformación de los materiales del relleno autóctono del Mioceno superior. En superficie, las diferencias en cuanto a la deformación tectónica entre ambos márgenes son evidentes, de modo que, mientras que en el margen norte apenas se han descrito estructuras como fallas o pliegues con expresión en superficie, el margen sur se muestra muy deformado. El alcance hacia el norte y bajo los sedimentos terciarios de esta deformación es controvertido. En general se admite que los cabalgamientos han progresado en profundidad algunos kilómetros más al norte del actual frente montañoso marcado por las sierras subbéticas y prebéticas, considerándose a éstos, bien como cabalgamientos antiguos cubiertos por sedimentos más recientes o bien como cabalgamientos ciegos sin expresión en la superficie (Motis y Martínez del Olmo, 2012). No obstante, se han descrito deformaciones importantes por fallas en superficie que incluso proporcionan vectores cinemáticos (Guezou *et al.*, 1991; Pérez-Valera *et al.*, 2011), que afectan a los materiales alóctonos que forman el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir, independientemente de su origen. Algunas de estas fallas pueden considerarse activas y relacionadas con la reactivación de estructuras previas que participaron en la estructuración del Frente de Cabalgamiento Bético (Sánchez-Gómez y Torcal, 2002; Sánchez-Gómez *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2008; Sanz de Galdeano *et al.*, 2013).

La zona epicentral se sitúa más próxima al margen norte pasivo. La secuencia que cabe esperar en el sector y que ha

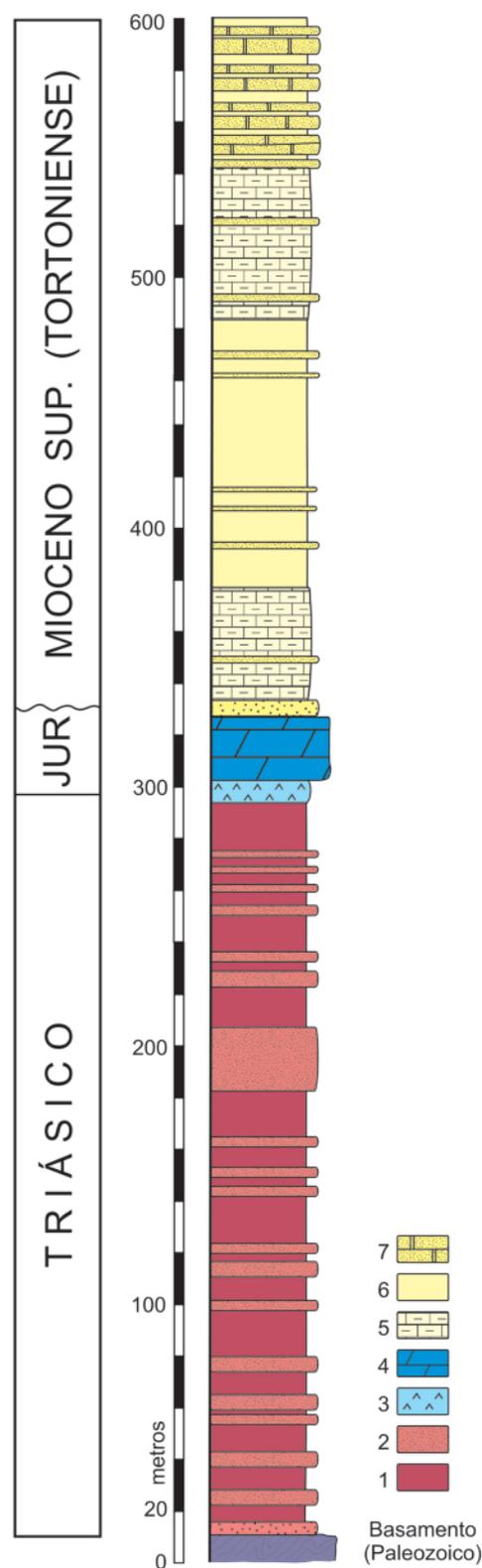


Fig. 3.- Columna estratigráfica general sintética de la cobertura sedimentaria situada sobre el basamento varisco en el área epicentral. Leyenda: 1: Arcillas y lutitas. 2: Areniscas. 3: Yesos bandeados. 4: Dolomías. 5: Margas calcáreas. 6: Margas y arcillas. 7: Areniscas calcáreas. Diseñada a partir de los trabajos y datos de Lanaja (1987), Rey y colaboradores (1998) y Pérez-Valera y colaboradores (2010).

sido confirmada por sondeos y campañas geofísicas, está formada por un relleno sedimentario marino del Mioceno superior, que se dispone sobre materiales de la Cobertera Tabular (Fig. 3). Esta cobertera sedimentaria está formada en este sector por materiales carbonáticos del Jurásico, con una potencia escasa (0-80 m, Fig. 3) y una secuencia detrítica más potente del Triásico (100-250 m), constituida por una alternancia de lutitas, areniscas y escasos niveles de evaporitas (Fig. 3; Lanaja, 1987; Rey *et al.*, 1998, Fernández y Gil, 1989). Por debajo, se encontrarían las unidades paleozoicas pertenecientes al Macizo Ibérico. Por la proximidad y dada la continuidad geométrica que presentan las estructuras variscas, cabe esperar que las unidades paleozoicas estén constituidas por materiales siliciclásticos con un grado bajo de metamorfismo, intruidos por batolitos esencialmente granodioríticos pertenecientes a la Zona Centroeibérica (Martínez-Poyatos *et al.*, 2001; Martín-Parra *et al.*, 2006).

Las únicas estructuras conocidas en la zona de Torreperogil-Sabiote hasta el momento son las que se observan en perfiles sísmicos comerciales de los años 80 realizados por la compañía Chevron Oil Company of Spain, que junto con algunos trabajos de carácter hidrogeológico y campañas geofísicas realizadas en la zona (Rey *et al.*, 1995, 1998; Motis y Martínez del Olmo, 2012) han puesto de manifiesto la existencia de fallas normales en el basamento paleozoico que afectan a la cobertera tabular y al relleno terciario sin llegar, aparentemente en los perfiles sísmicos, a la superficie topográfica (Fig. 4). En algunos de estos perfiles sísmicos se aprecia una antiformal monoclinial de orientación aproximada E-O, que en detalle parece corresponder a una geometría de *horst* y *graben* que baja progresivamente hacia el sur el techo de la Cobertera Tabular mediante fallas normales (Fig. 4). En cambio, los mismos perfiles muestran reflectores del Mioceno superior subhorizontales, produciendo un *onlap*, lo que indicaría que estas fallas o pliegues no serían activos. Las interpretaciones más recientes en el área de estudio, a raíz de la ocurrencia de la propia serie sísmica, han sugerido que las fallas son activas, pero que no rompen la parte superior de la secuencia, sino que la deformación se acomoda en los sedimentos Mioceños, más plásticos, dando lugar a fallas ciegas (Roldán García *et al.*, 2013).

Independientemente de la ausencia de evidencias claras de actividad tectónica sobre el margen norte de la Cuenca del Guadalquivir, durante los años 2010 y 2011, se han observado sendas series sísmicas con menos de 50 eventos cada una y una magnitud máxima de 3.2 m_{bLg} . Estas series se produjeron respectivamente a menos de 15 km al Noroeste y Suroeste de la serie de Torreperogil (Fig. 1; terremotos de Arquillos y Baeza). Por otra parte, terremotos históricos como el de Andújar de 1170 (Peláez *et al.*, 2013), o más recientes como los de Alcaudete y Linares de 1951, con magnitudes de 5,4 y 5,6 M_s respectivamente, tienen una posible localización epicentral que, aunque discutida (Batillo *et al.*, 2008), podría haberse producido dentro del margen norte de la Cuenca del Guadalquivir (Udias *et al.*, 2005).

Características de la serie sísmica

Las cinco estaciones sísmicas permanentes más cercanas a la serie (a menos de aproximadamente 1° de distancia) que han participado en las localizaciones de los terremotos han sido las estaciones denominadas EQES, EQTA y EADA, por parte del Instituto Geográfico Nacional (IGN), y SESP y GORA, por parte del Instituto Universitario de Investigación Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos (IUIAGPDS). A estas se les han añadido, bien para localizaciones en tiempo real o relocalizaciones, las estaciones portátiles UMV8, AEP2, E0202, E0203 y E0204, pertenecientes a las dos anteriores instituciones, y la semipermanente UJA, de la Universidad de Jaén. Todas ellas son estaciones del tipo banda ancha.

A pesar del número de estaciones, la baja magnitud de los eventos, que dificulta el reconocimiento de la llegada de las diferentes fases, junto con el fuerte gradiente lateral de espesor de la corteza y velocidad de la onda P existente en las Cordilleras Béticas (Banda y Ansorge, 1980; Banda, 1988), hacen que los errores en localización sean importantes, especialmente en lo tocante a la profundidad de los terremotos, lo que hace difícil el poder establecer posibles niveles sismogénicos. Los menores errores, normalmente los de los terremotos más energéticos -los de magnitud superior a 3.0 m_{bLg} - están comprendidos en el rango 1.5-3.5 km, tanto en horizontal como en profundidad. La mayor parte de los terremotos con profundidad calculada se han localizado entre los 2 y 5 km, claramente en el basamento, bajo la cobertera de la Cuenca del Guadalquivir (Figs. 3 y 4).

La serie sísmica ha presentado ciertas peculiaridades que la diferencian de otras series conocidas y estudiadas en el entorno de la Cordillera Bética. Por un lado, el número de terremotos localizado, muy superior al de otras series, y por otro, el hecho de que puede considerarse la concatenación de diferentes fases o sub-series sísmicas, relacionadas entre sí, de tal forma que se observan diferentes fases claramente distinguibles (Fig. 5, izquierda), cada una con unas características diferenciadas. Estas sub-series responden a un típico patrón: rápido aumento en el tiempo del número de terremotos y de la magnitud de estos, seguido de, unas veces rápido y otras paulatino, descenso de ambas variables, interrumpido en ciertas ocasiones por eventos de magnitud algo superior, formando dientes de sierra (Fig. 5, izquierda).

Hemos delimitado una primera fase como la sub-serie que comienza el 20/10/2012 y termina el 25/11/2012. En ella se localizan 136 terremotos con una energía liberada equivalente a un terremoto de magnitud 2.9 m_{bLg} , siendo los más energéticos dos terremotos de magnitud 2.1 m_{bLg} localizados los días 22/10/2012 y 24/11/2012. Ha sido la fase menos energética, la de menor número de terremotos, y la que ha causado menos alarma entre la población.

Tras algo más de una semana de quietud, comienza una segunda fase el 05/12/2012, la cual podemos decir que termina, aproximadamente, el 24/01/2013. En ella se localizan un total de 1216 terremotos, con una energía liberada equivalente a un terremoto de magnitud 4.2 m_{bLg} , siendo el más

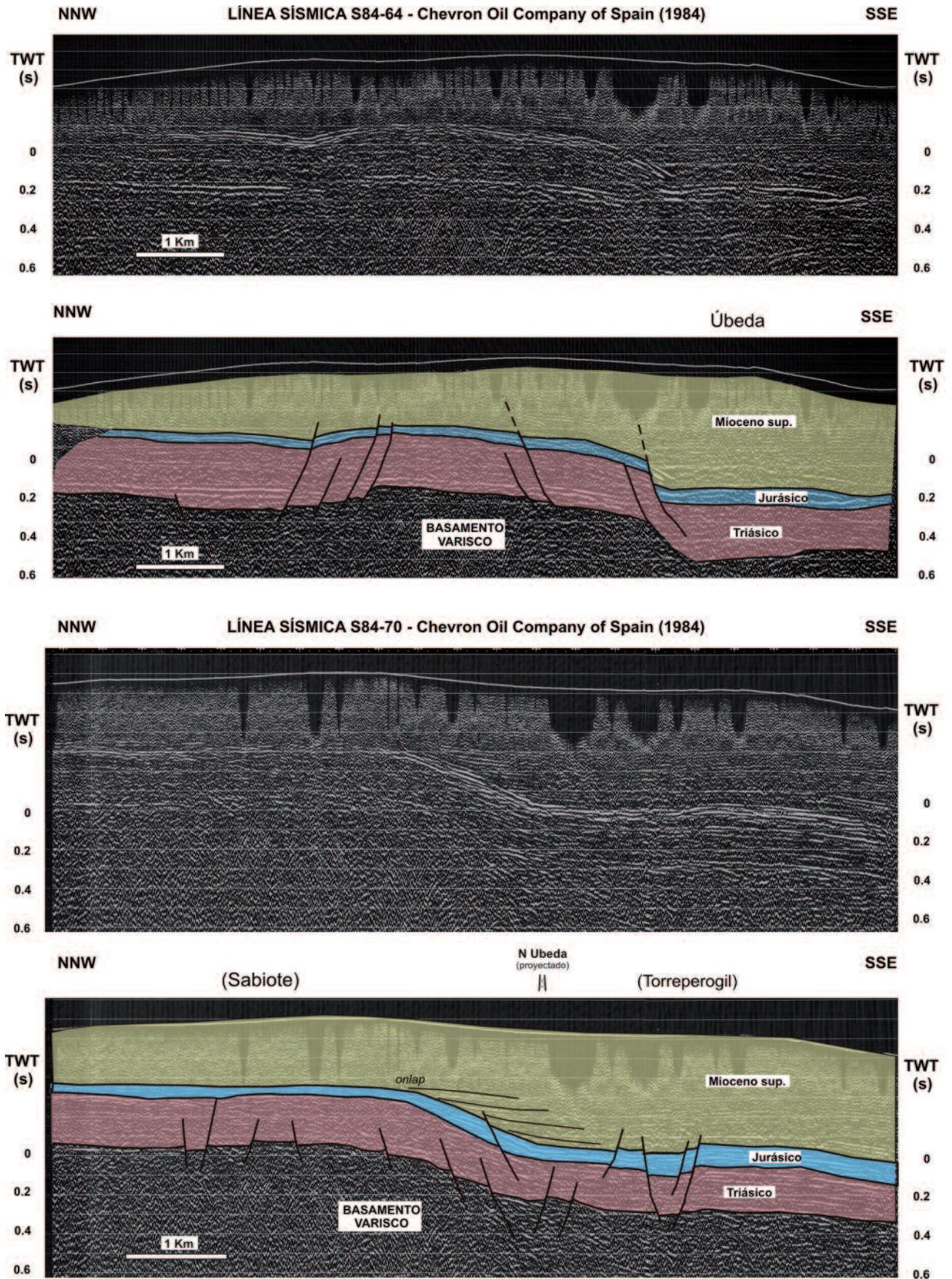


Fig. 4.- Perfiles sísmicos entre Úbeda y Torreperogil realizados por la Chevron Oil Company of Spain en 1984 e interpretados en este trabajo. Situación en Fig. 2.

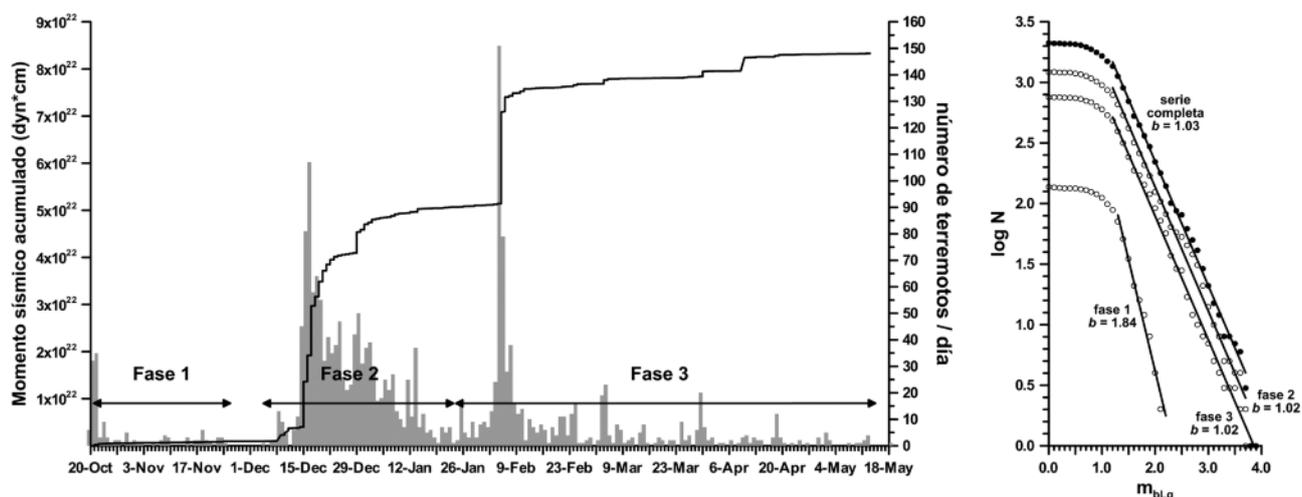


Fig. 5.- Izquierda: Evolución temporal de la serie, incluyendo el número de terremotos diario y el momento sísmico acumulado. Derecha: Ajuste de la relación de Gutenberg-Richter (número acumulado de terremotos en función de su magnitud) para cada una de las fases delimitadas, y para el conjunto, en la serie sísmica.

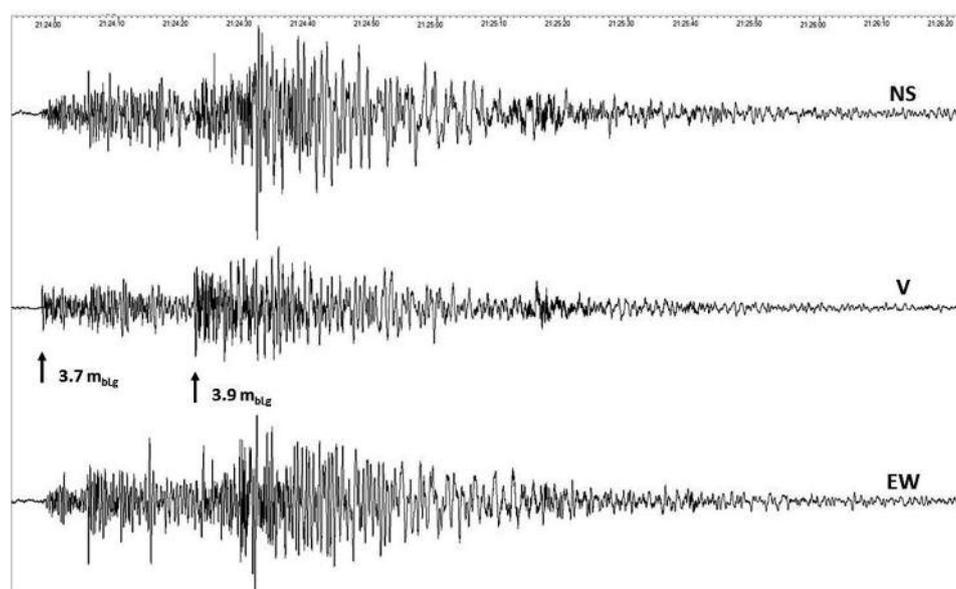


Fig. 6.- Registro del doblete correspondiente a los terremotos de magnitud 3.7 y 3.9 m_{bLg}, localizados el día 05/02/2013, en la estación sísmica UJA. Se muestran las componentes Norte-Sur (NS), vertical (V) y Este-Oeste (EW) de las ondas.

energético el terremoto de 15/12/2012, de magnitud 3.7 m_{bLg}.

A continuación, comienza la que podríamos delimitar como una tercera fase que se prolonga hasta mayo-junio de 2013, aunque varios meses después permanece un cierto nivel de sismicidad residual. En ella se han localizado del orden de 760 terremotos, con una energía liberada equivalente también a un terremoto de magnitud 4.2 m_{bLg}, siendo el mayor de ellos el de 05/02/2013, de magnitud 3.9 m_{bLg} (3.7 M_w). Esta sub-serie, junto con la anterior, son las más energéticas de toda la serie, aunque esta última con un número significativamente inferior de terremotos. El terremoto de magnitud 3.9 m_{bLg}, el de mayor magnitud, fue sentido con intensidad V en Torreperogil. En la figura 6 se observa su registro en la estación sísmica UJA, solapado con un terremoto de magnitud 3.7 m_{bLg} que se localiza sólo unos 24 segundos antes que éste. Parece ser que forman lo

que se da en llamar un doblete, dos terremotos de similar energía/magnitud muy cercanos en el tiempo y el espacio.

La relación de recurrencia de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1944) para esta serie, es decir, el logaritmo del número acumulado de terremotos por encima de cada valor de magnitud, muestra que la serie sísmica en su conjunto puede considerarse completa a partir de la magnitud 1.2 m_{bLg} (Fig. 5, derecha), magnitud por encima de la cual esta relación presenta un comportamiento casi lineal; podemos asegurar que se han registrado prácticamente todos los terremotos sucedidos por encima de esta magnitud umbral, no así los de magnitud inferior. La pendiente de la recta, el llamado parámetro *b* de la serie, toma el valor 1.03 ± 0.03 cuando consideramos todos los terremotos de la serie, un valor cercano a la unidad, típico en este tipo de sucesos. Valores parecidos se obtienen para el caso de la sismicidad en las llamadas fases o sub-serie 2 y 3, consi-

deradas de forma separada. A diferencia de las fases 2 y 3, la fase 1 presenta un valor elevado del parámetro b , 1.84 ± 0.03 , por encima de los máximos valores usuales, los cuales son del orden de 1.5-1.6 (Olsson, 1999; Wiemer y Katsumata, 1999) para el caso de una secuencia terremoto principal-réplicas.

Estructura

Como se ha mencionado anteriormente, la mayor parte de la zona presenta estratificación subhorizontal, con buzamientos menores de 20° . La litología esencialmente margosa, muy alterada en superficie e intensamente cultivada, dificulta el seguimiento en campo de estructuras, máxime cuando éstas implican pequeñas deformaciones con cambios de pocos grados en la orientación de los marcadores y pequeños desplazamientos. No obstante, a través de observaciones realizadas en los cortes de los barrancos, localmente muy encajados, ha podido reconstruirse un conjunto de estructuras que definen el estilo de deformación en el área epicentral de la serie sísmica. Esencialmente estas estructuras corresponden a basculamientos y pliegues menores, y a zonas de falla complejas con coexistencia de deformación frágil y pseudoplástica.

Fallas y zonas de falla

La estructura más llamativa encontrada corresponde a una zona de falla situada al Este de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, coincidente aproximadamente con la zona en donde se han localizado un mayor número de terremotos (Fig. 2). Esta zona de falla ha podido ser observada directamente en un tramo del Arroyo de Sabiote (Fig. 7), con una dirección aproximada $N170^\circ$. La Zona de Falla de Arroyo de Sabiote (en adelante ZFAS) se caracteriza por un bandeado en ocasiones muy marcado, dibujado por la alternancia de bandas ricas en fragmentos gruesos y bandas puramente arcillosas (Fig. 8a). También son comunes, bandas de distintas tonalidades entre el gris y el ocre (Fig. 8b), y algunas más finas casi negras.

Cuando el bandeado está resaltado por los cambios de color, el carácter brechoide de la fábrica hace suponer que se trata de un bandeado, o incluso foliación, cataclásticos bien desarrollados. Pero una observación atenta muestra que, aunque los clastos mayores provienen esencialmente de la fragmentación de niveles de areniscas o margocalizas (Fig. 8c), la matriz muy abundante, está formada por las arcillas de la secuencia sedimentaria, no por la conminución de los fragmentos mayores que debe ser limitada (Fig. 8d). Este hecho implica que en puridad la fábrica no corresponda genéticamente a una cataclasita en el sentido dado por Twiss y Moores (2007), sino a una brecha en donde la fragmentación de los clastos es restringida, y por tanto la matriz procedente de la trituración tectónica de rocas previas, probablemente suponga un porcentaje mínimo. Aunque esta apreciación tendrá importancia más adelante, en la discusión, texturalmente las rocas de falla observadas sí que corresponde a cataclasitas en sentido amplio (Marshak y Mitra, 1988), si bien en sentido estricto

deberían clasificarse como brechas, microbrechas (<10% matriz) o excepcionalmente protocataclasitas (10-50% matriz). Debido a que la proporción total de la matriz es mayor del 50%, independientemente de su origen que es difícil de determinar, en este trabajo serán denominadas como cataclasitas, entendiéndose en el sentido amplio, pero también atendiendo a la textura final a escala de afloramiento.

El tamaño de los clastos varía de pocos centímetros a pocos metros, con formas variadas, predominantemente angulares y algunas veces alargadas. En los clastos más alargados, de forma tabular, la longitud mayor corresponde a superficies de estratificación o laminación sedimentaria, pudiendo reconstruirse la continuidad del estrato (Figs. 8c y 8d). La mayor parte de los clastos provienen de los bancos más resistentes de la secuencia sedimentaria miocena, es decir, areniscas y margocalizas, aunque ocasionalmente se han encontrado cantos redondeados de edad jurásica. Estos últimos cantos, escasos pero agrupados en puntos determinados, se han interpretado como provenientes de un conglomerado en el que se depositaron fragmentos de la cobertera tabular.

El bandeado cataclástico tiene una orientación promedio $N346^\circ/67^\circ E$, con una dispersión relativamente baja, aunque existen algunos planos buzantes hacia el Oeste (Fig. 9a). Una gran parte de los clastos corresponden a fragmentos tabulares, cuyo plano de máximo desarrollo habitualmente es paralelo al bandeado cataclástico, aunque también es frecuente que forme cierto ángulo con él (Fig. 9b). En ocasiones puede reconocerse la estratificación dentro de la ZFAS y se observa que ésta tiende a adquirir una orientación similar al bandeado principal (Fig. 9b).

La matriz, como se ha comentado anteriormente es arcillosa, y cuando no está bandeada es indistinguible en muestra de mano de las arcillas de la secuencia sedimentaria miocena (Fig. 10). No obstante, en la parte superior de ZFAS la deformación afecta a un material de tonos más rojizos, en ocasiones más oscuro, con algunas características edáficas, como nódulos carbonatados (Fig. 10b), que aunque esencialmente es también arcilloso, no se corresponde con ningún nivel conocido del Mioceno y por lo tanto es atribuible al Plioceno o más reciente.

Perpendicularmente al bandeado cataclástico, se observan grietas de tensión rellenas de yeso (Figs. 8c y 8d), con una orientación promedio $N253^\circ/87^\circ S$. El yeso forma pequeños cristales alargados con una longitud máxima de 5-10 mm, que crecen perpendicularmente a las paredes de la diaclasa. Estas venas no están significativamente desplazadas y si limitadas por los planos del bandeado, lo que indica que son sincinemáticas o tardicinemáticas. Se ha intentado datar este relleno mediante la técnica U/Th en el laboratorio de la Universidad de Bergen. Los cristales limpios de yeso han proporcionado una relación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ mayor que 1, por lo que está fuera de rango y sólo puede afirmarse que tiene una edad mayor de 600 ka.

La ZFAS también está caracterizada por la presencia de gran número de planos de falla penetrativos a escala decimétrica (Fig. 10a) y generalmente estriados. De hecho, parte del bandeado cataclástico está formado por el anas-

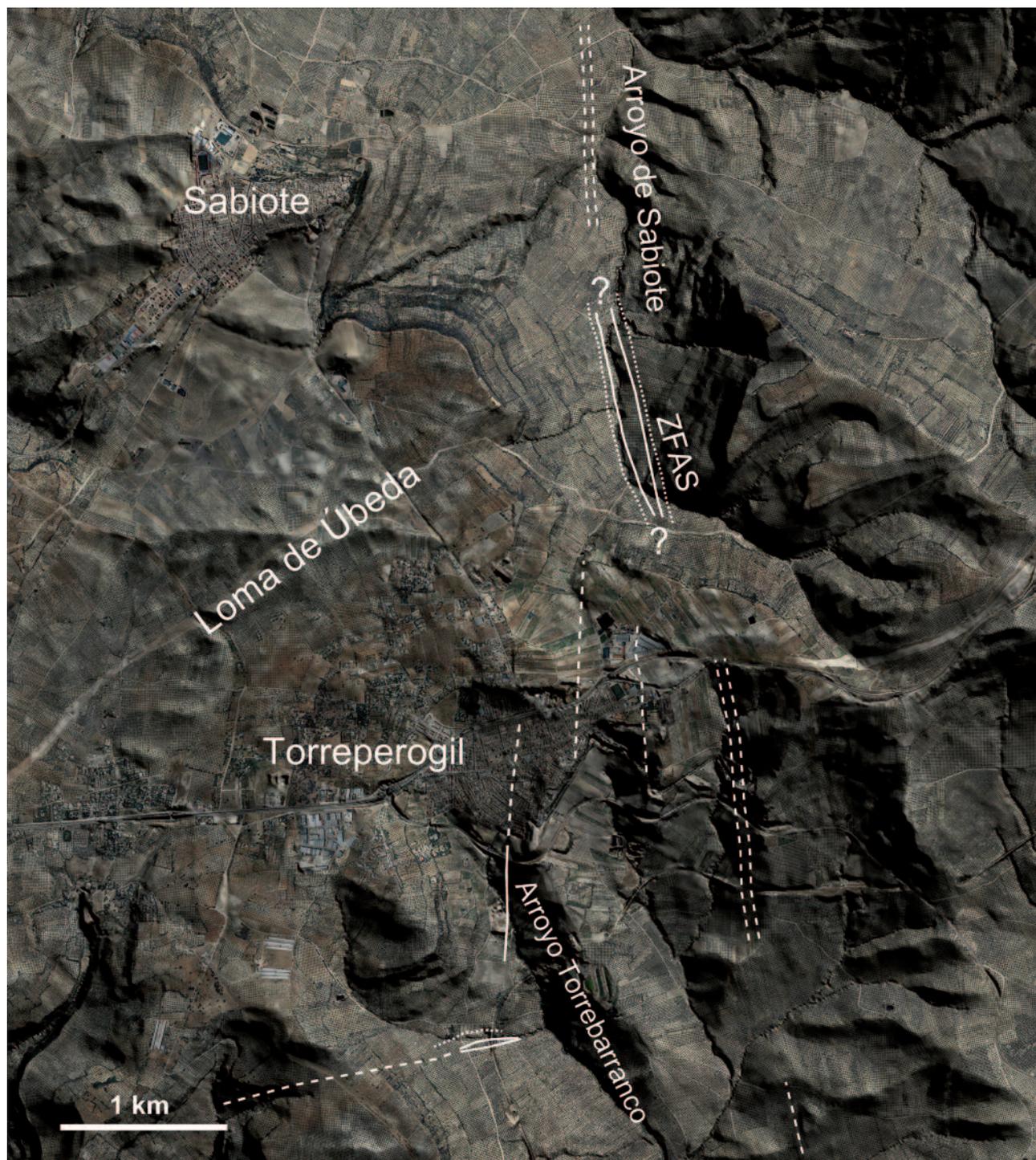


Fig. 7.- Ortoimagen sombreada a partir de un MDE con indicación de los principales afloramientos mencionados en el texto. ZFAS = Zona de Falla de Arroyo de Sabiote. Línea continua: fallas y zonas de falla observadas *in situ*. Línea punteada: límite de la zona fracturada. Línea discontinua: zonas de falla supuestas o deducidas de observaciones indirectas.

tomosamiento de estos sistemas de fallas penetrativos. En la Figura 9c se han representado algunos planos de fallas discretos, los más desarrollados, apreciándose cómo son en ocasiones paralelos o subparalelos al bandeo cataclástico predominante, y cómo en ocasiones poseen un buzamiento menor, generalmente hacia el oeste. En campo se observa cómo estos planos oblicuos de falla desplazan a la fábrica cataclástica.

Fallas discretas y planos de la fábrica penetrativa desarrollan con profusión superficies pulidas y estriadas sobre las arcillas, las cuales no muestran una dirección y sentido de transporte predominante. Independientemente del análisis cinemático que se analizará en las siguientes secciones de este artículo, puede afirmarse que hay dos sistemas de estrias principales aproximadamente ortogonales: uno en salto en buzamiento y otro en salto en dirección. Las es-

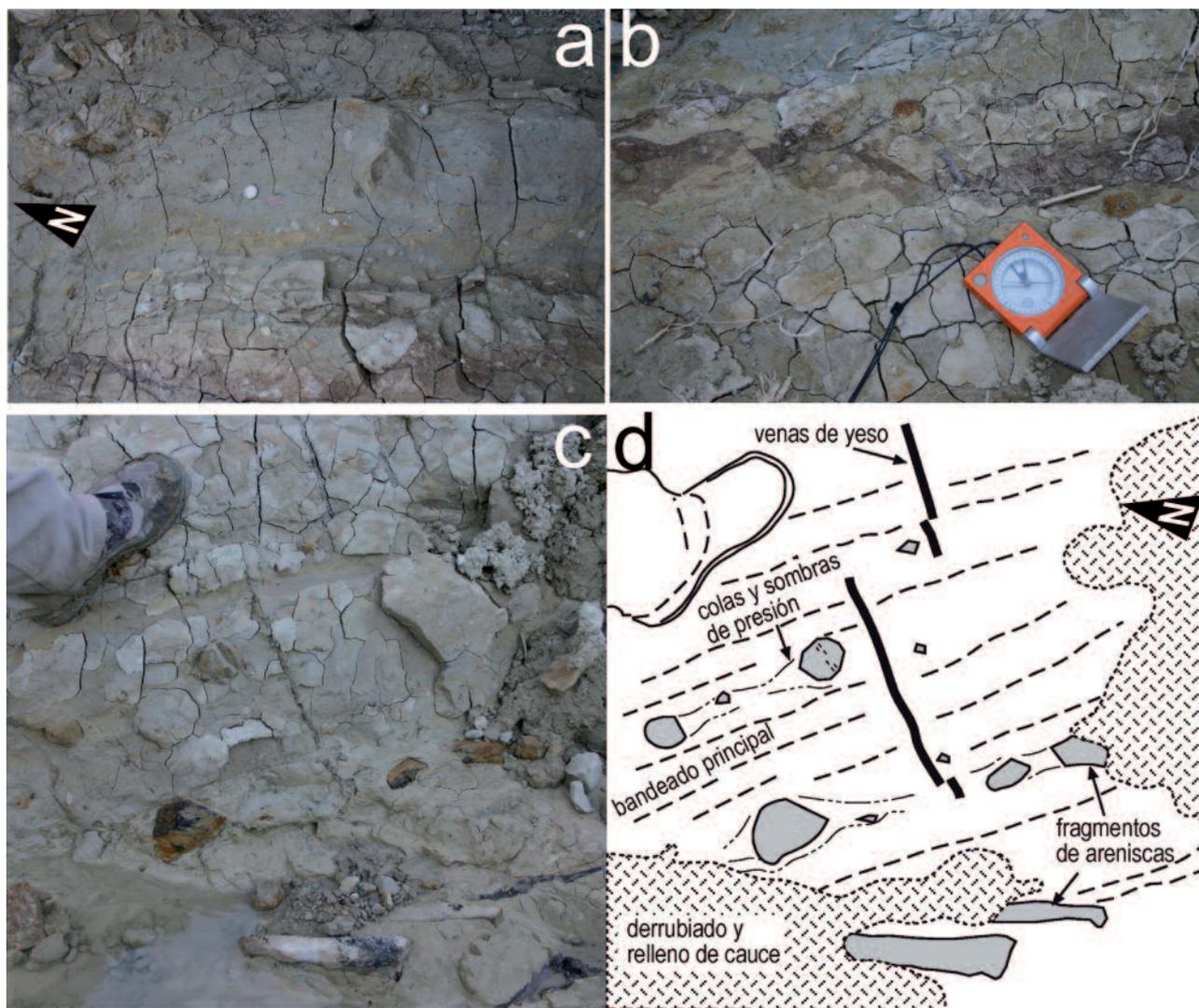


Fig. 8.- Fotografías del bandeado de la Zona de Falla del Arroyo de Sabiote (ZFAS), mostrado en el fondo lavado del Arroyo (ejes de la fotografías próximos a la vertical). a) Alternancia de bandas ricas en fragmentos y bandas arcillosas a modo de bandeado cataclástico. b) Bandedo marcado por alternancia de colores, desplazado por fallas menores con sentido de transporte aparente dextrorso. c) Detalle del bandeado en el que se observa niveles de areniscas y margocalizas fragmentados, junto con venas de tensión perpendiculares al bandeado rellenas de yeso. d) Interpretación de la fotografía c en la que se señala la continuidad entre los fragmentos separados paralelamente al bandeado.

trías en buzamiento están asociadas con movimientos predominantemente normales, aunque no siempre, mientras que no se aprecia un sentido claro para las de salto en dirección. En las secciones horizontales lavadas por el fondo del barranco, se puede observar un desplazamiento preferentemente dextrorso, deducido a partir de pequeños desplazamientos de marcadores y formas groseramente sigmoidales, que coinciden con el sentido deducido del ángulo entre la elongación máxima de los clastos y la orientación del bandeado (Figs. 8b y 9d), pero dado que la dirección de transporte es mayoritariamente en buzamiento, debe considerarse como un sentido de transporte aparente, sin un significado regional claro.

La anchura de la ZFAS es de aproximadamente 200 m en el lugar observado de máximo desarrollo (Fig. 7), en donde los 100 m centrales corresponden a la potencia de la fábrica cataclástica distintiva, y el resto a sendas franjas con una importante fracturación caracterizada por un dia-

clasado penetrativo. No ha podido establecerse la continuación hacia el Norte de la ZFAS por hallarse cubierta por cultivos, mientras que hacia el Sur, una vez pasada la Loma de Úbeda, los barrancos que atraviesan la prolongación cartográfica no muestran un desarrollo tan claro de la zona de falla. Por el contrario, en este último sector se observan varias zonas de falla distribuidas en localizaciones diferentes y con orientaciones variables.

Entre los afloramientos de fallas meridionales, se encuentra la siguiente zona de falla más importante encontrada, que se sitúa al Sur de la localidad de Torreperogil (Fig. 7). Está formada por un conjunto de planos de falla penetrativos con un espaciado decimétrico que afectan a materiales post-miocenos (Fig. 10b) similares a los encontrados en las partes superiores de ZFAS. Aquí no se observa la fábrica cataclástica tan marcada, aunque el aspecto es similar y se aprecia un cierto bandeado por cambio de colores, pero sin una orientación sistemática (Fig. 10c). Los

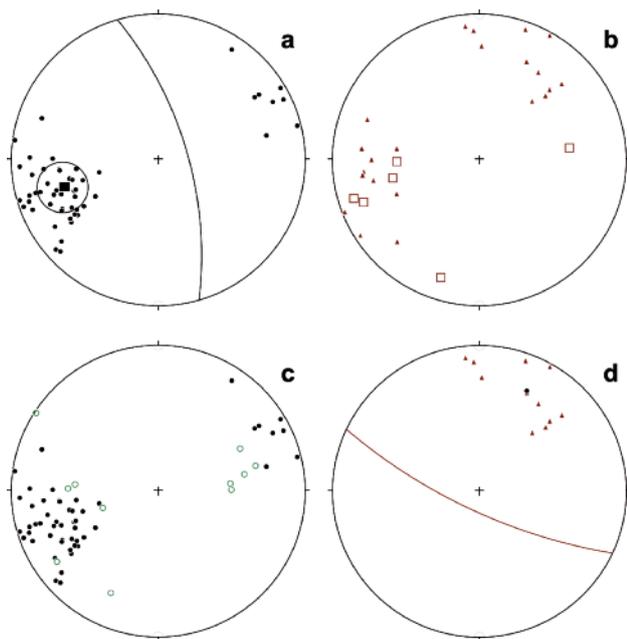


Fig. 9.- Proyecciones estereográficas de diferentes elementos de la fábrica de ZFAS en el afloramiento principal entre Torreperogil y Sabiote (proyección equiareal, hemisferio inferior). a) Orientación del bandeo (n=52), se ha representado el polo y plano promedio como una ciclográfica. b) Polos de los planos más desarrollados de clastos (triángulos rellenos, n=22) y polos de estratificación en la zona de falla (cuadrados vacíos, n=6). c) Comparación entre los planos de falla discretos dentro de ZFAS (círculos vacíos n=11) y el bandeo cataclástico. d) Comparación entre la orientación promedio del bandeo cataclástico y el plano promedio de los clastos, considerando sólo aquellos que son oblicuos al bandeo.

planos discretos de falla tienen una orientación variable, pero con predominio de buzamientos hacia el Sur y Oeste, y una dirección N170° (Fig. 11a), es decir, similares a algunas familias de planos de falla en el afloramiento principal de la ZFAS (Fig. 9c). No se ha podido establecer una cinemática predominante en este afloramiento. Diaclasas y fallas con diverso grado de penetratividad se pueden observar en destierres recientes dentro del mismo casco urbano de Torreperogil. La orientación de los planos es aproximadamente N-S, y cuando aparecen estrías éstas son horizontales.

Por último, también al Sur de Torreperogil, se encuentra otra zona de falla, en este caso con desarrollo de fábricas cataclásticas pero de orientación E-O. La zona de falla se observa en un pequeño recorrido de pocos metros a lo largo de un barranco tributario del Arroyo de Torrebarranco (Fig. 7), en el que vierte sus aguas la Fuente de San Marcos. El bandeo tectónico (Fig. 10d), tiene una orientación N090°/90° y está cortado por fallas también de dirección E-O, con un buzamiento promedio de 65° hacia el Sur. Las estrías de estas fallas son en buzamiento.

Pliegues y diaclasas

Se ha analizado el diaclasado y la disposición de la estratificación en las proximidades a las zonas de falla antes descritas, y en general en toda el área epicentral. El diacla-

sado está muy desigualmente desarrollado según las litologías afectadas. En general las arcillas y margas desarrollan poco el diaclasado, o éste es de difícil interpretación por la interferencia que los procesos hinchamiento-retracción de las arcillas producen cuando se ven expuestas. No obstante, en las proximidades de la prolongación cartográfica norte de la ZFAS parecen aumentar la penetrabilidad de las diaclasas, y se observan algunas que están marcadas por alteraciones de la roca a sus lados, aunque las orientaciones son muy variables. Esto también ocurre en menor medida en las proximidades de las otras dos zonas de falla.

Las calizas jurásicas y las calcarenitas miocenas como las que se observan en las proximidades de Sabiote (Fig. 7) muestran varios sistemas de diaclasado bien desarrollados. En el caso de las calizas jurásicas, las diaclasas poseen un espaciado centimétrico. Las calcarenitas muestran un espaciado mayor, de hasta varios metros y una orientación variable entre N110° y N160°, siempre subverticales.

Todos los materiales de edad Mioceno de la Loma de Úbeda presentan una estratificación subhorizontal o en todo caso poco buzante hacia el Oeste; independientemente de tendencias a gran escala o pliegues muy suaves, no hay pruebas de otro tipo de plegamiento. Sin embargo, en la zona epicentral se han encontrado algunas evidencias de pliegues que indican mayor grado de deformación.

Una de ellas es un pliegue menor, de pocos metros de amplitud, desarrollado sobre unas margas finamente laminadas, próximo a una de las terminaciones laterales de la ZFAS. El pliegue posee un ángulo interflancos de $\approx 120^\circ$, y asemeja en aspecto a un pliegue *kink*. El eje de este pliegue menor es subhorizontal con una dirección N110° (Fig. 11b).

Por otra parte, el análisis de los escasos afloramientos de la estratificación, al Sur de Torreperogil, en lo que debiera ser la continuación de la ZFAS, muestran basculamientos hacia el SO que alcanzan los 50°. Este basculamiento coexiste con valores subhorizontales o ligeramente buzantes al NE (Fig. 11b). Para producir esta distribución de valores las capas han debido rotar según un eje N150° subhorizontal. Aunque los afloramientos están desconectados, la distribución agrupada de los polos de la estratificación a lo largo de un círculo mayor (Fig. 11b), es congruente con un plegamiento, un basculamiento debido a fallas conjugadas, o a una mezcla de ambos procesos.

Análisis de paleoesfuerzos

Se ha recogido sistemáticamente la orientación de planos de fallas menores, estrías y sentido de movimiento en tres estaciones dentro de la ZFAS, con objeto de realizar un análisis cinemático de las estructuras y determinar los paleoesfuerzos que los generaron. Aunque la interpretación de los resultados del análisis de poblaciones de fallas es discutido debido a la posible reutilización de los planos de falla formados previamente (Martínez-Díaz, 2002), el sector analizado reúne condiciones favorables para este tipo de estudios, ya que la deformación afecta por igual a materiales miocenos y postmiocenos, y no existen grandes estructuras antepuestas que hayan podido condicionar de forma local el estado de esfuerzos.

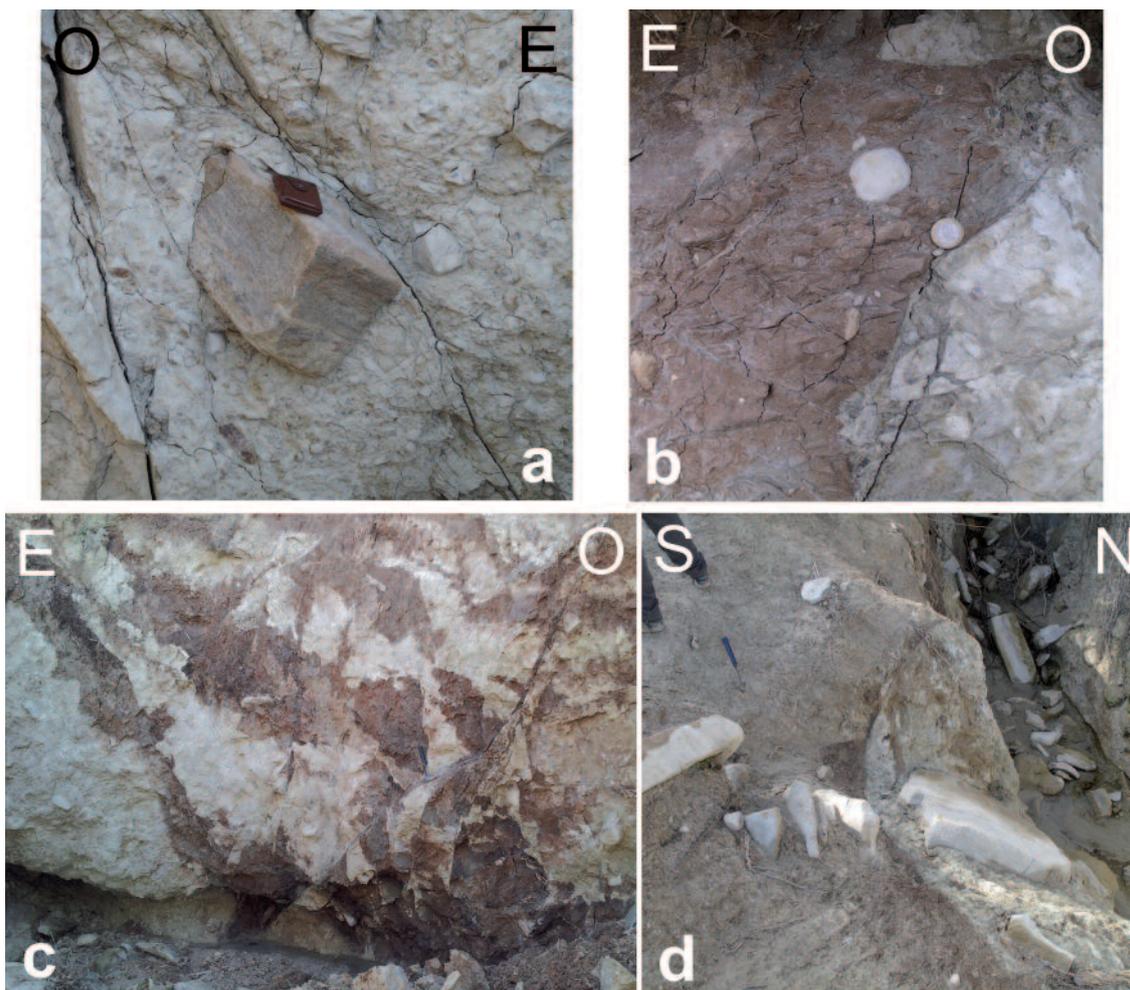


Fig. 10.- Fotografías de diversos aspectos de las zonas de falla. a) Aspecto de las fallas discretas dentro de ZFAS en donde se observa la naturaleza diversa de los fragmentos cataclásticos. b) Apariencia de los materiales, interpretados como postmiocenos en este trabajo, afectados por la deformación; nótese la presencia de cantos rodados de naturaleza poligénica. c) Zona de falla al sur de Torreperogil en donde se observa la alternancia de bandas con diferentes colores delimitadas por planos de falla y falladas a su vez; la altura total de la fotografía representa 3 m. d) Zona de falla con desarrollo de fábricas cataclásticas de orientación E-W, nótese los fragmentos de bancos de areniscas embebidos en la fábrica con una distribución aparentemente aleatoria.

Las estaciones se tomaron separadas unos 150 m unas de otras, dentro de la mitad norte de la zona de falla aflorante (Fig. 7). Todas ellas muestran un predominio de planos de orientación NNO-SSE y dos sistemas de estrías bien diferenciados, uno de salto en buzamiento y otro con una fuerte componente de salto en dirección (Fig. 12), es decir, son congruentes con el resto de estructuras observadas en el sector. Los paleoesfuerzos han sido determinados mediante el método de Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro (1988).

Sólo las dos primeras estaciones han proporcionado suficientes medidas para determinar con confianza los valores relativos de los ejes (33 y 28 medidas respectivamente, Tabla 1). En ambos lugares se observa un elipsoide principal con un σ_1 casi vertical (Fig. 12) ligado a un σ_3 subhorizontal de dirección promedio 255° , lo que implica extensión en la dirección ENE-OSO. No obstante, se observa un elipsoide secundario, con un σ'_1 subhorizontal de dirección variable entre $N002^\circ$ y $N340^\circ$ y un σ'_3 similar al del elipsoide anterior, que indica extensión también ENE-OSO (Fig. 12 y Tabla 1). Elipsoide principal y secundario

muestran razones netamente prolatas (Tabla 1), es decir, el esfuerzo mayor tiene valores netamente mayores que los otros dos restantes.

La tercera estación con 11 medidas no ha permitido definir bien el valor relativo de los ejes en el elipsoide de esfuerzos obtenido, pero sí su dirección, que coincide aproximadamente con las obtenidas en las estaciones anteriores (Tabla 1).

Geomorfología Tectónica

Desde el punto de vista geomorfológico, la superficie sobre la que se encuentran las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, conocida geográficamente como la Loma de Úbeda y Baeza, se corresponde con un relieve estructural sub-horizontal, ligeramente inclinado hacia el Oeste, de modo que puede considerarse intermedio entre un relieve en mesa y un relieve en cuesta. En detalle, esta superficie se encuentra escalonada, correspondiendo cada escalón al paso de un nivel de areniscas dominantes al siguiente que se encuentran en la serie (García-García *et al.*, 2014). Este

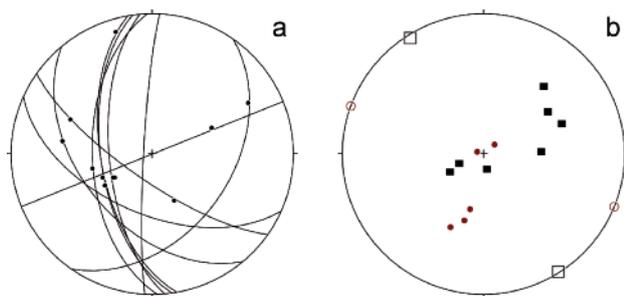


Fig. 11.- Proyecciones estereográficas equiareales, hemisferio inferior. a) Zona de falla al sur de Torreperogil, planos de falla (círculos mayores) y estrías (puntos). b) Polos de planos de estratificación: los puntos representan los polos de la estratificación que forma un pliegue de escala métrica próximo ZFAS; el eje del pliegue calculado a partir de la distribución geométrica de los polos y de medidas in campo está indicado por círculos vacíos; los cuadrados rellenos son los polos de planos de estratificación al sur de la Loma de Úbeda en el área de la figura 7; el eje de rotación calculado a partir de la distribución de la estratificación se representa mediante cuadrados vacíos. Para los análisis y proyecciones se ha utilizado el programa Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013).

Punto/ Estación	No. medidas	Ejes (dir. inmersión)	σ_2 - σ_3 / σ_1 - σ_3
1	33	σ_1 : 149 80	0,05
		σ_2 : 340 10	
		σ_3 : 250 02	
		σ_1 : 002 12	0,14
		σ_2 : 115 62	
		σ_3 : 266 25	
2	28	σ_1 : 000 88	0,1
		σ_2 : 172 02	
		σ_3 : 262 00	
		σ_1 : 340 20	0,08
		σ_2 : 194 67	
		σ_3 : 074 12	
3	11	σ_1 ó σ_3 : 339 08	No bien definida
		σ_2 : 070 06	
		σ_3 ó σ_1 : 197 80	

Tabla 1.- Determinación de paleoesfuerzos a partir de fallas menores. Resultados gráficos en la Fig. 12. Los datos obtenidos para la estación 3 no han sido suficientes para una determinación correcta de los paleoesfuerzos y no han sido representados.

relieve estructural tiene una forma estrecha y alargada en la dirección ENE-OSO y representa el sector topográficamente más elevado en una transversal N-S de aproximadamente 40 km, desde el Frente de Cabalgamiento Bético situado unos 20 km al sur de la Loma, hasta los relieves Jurásicos y Variscos al Noreste de las Navas de San Juan, a casi 20 km al norte de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote.

Tanto al Norte como al Sur del relieve estructural, la red fluvial se encuentra fuertemente encajada, con desniveles que superan los 350 m entre la parte superior del relieve estructural y los *talweg* de los ríos principales a los que drenan ambas laderas, el Guadalquivir al Sur y el Guadalimar

al Norte, que es a su vez, aguas abajo, afluente del Guadalquivir. Por lo tanto, “La Loma” que configura este relieve, y su continuación en forma de cuerda alargada con la misma dirección hacia el Este, hace de divisoria de aguas entre estos dos ríos, los más importantes del sector (Fig. 2). Al Oeste de Baeza, el relieve queda desmantelado de forma gradual, sin desarrollo de fuertes encajamientos de la red fluvial.

A escala de más detalle se observa que al Noreste de Torreperogil, y coincidiendo con la que debería ser la continuación de ZFAS, se ha desarrollado un pequeño *graben* alargado en la dirección de la zona de falla (NNO-SSE) con una anchura en torno a 200-300 m (Figs. 2, 13). Esta zona deprimida presenta depósitos detríticos rojizos, así como potentes horizontes de suelos desarrollados sobre dichos depósitos o sobre las margas miocenas. Todo el conjunto presenta una fracturación intensa, de forma similar a la observada en las proximidades de la ZFAS. Por otra parte, los depósitos se asemejan a los citados anteriormente como postmiocenos involucrados dentro de la propia ZFAS, aunque en ese sector la red fluvial está encajada y la topografía original ha sido desmantelada, por lo que no es observable la fosa tectónica como tal. No obstante, no es descartable que la geometría superficial de la zona de falla controlase el depósito de estos materiales detríticos, ya que no se observan fuera de ella.

Por otra parte, la continuación del Arroyo de Sabiote hacia el Norte presenta varios escarpes que delimitan tramos sobre-elevados alineados según una dirección aproximadamente N-S, en lo que podría ser una de las prolongaciones de la ZFAS.

Discusión

La ZFAS ha podido ser identificada positivamente a lo largo de más de 1 km, aunque al Norte del afloramiento principal, existen evidencias geomorfológicas que permiten suponer la presencia de trazos de falla con la misma orientación a lo largo de más de 5 km (Fig. 2). Hacia el Sur, la ZFAS se distribuye en una zona más amplia, en lo que suponemos es una ramificación de la zona de falla principal, y que produce una pequeña fosa tectónica con expresión en el relieve (Fig. 13). La orientación $\approx N170^\circ$ de la ZFAS, así como del bandeo tectónico, y de la mayoría de las fallas menores del sector, coinciden en dirección con uno de los planos nodales resultantes del mecanismo focal.

Parte de las rocas de falla encontradas pueden ser clasificadas texturalmente como cataclásitas, ya que presentan una proporción de matriz mayor del 50 %. Esto implicaría una deformación finita alta (ver p. ej. Mort y Woodcock, 2008; Luther *et al.*, 2013), lo que no se corresponde con la ausencia de desplazamientos cartográficos significativos, ya sean en la vertical o en la horizontal, siguiendo los dos sistemas de estrías observados. Esta paradoja se explicaría por la incorporación a la matriz tectónica de un porcentaje de arcillas procedentes de la secuencia sedimentaria miocena que, aunque no ha podido ser determinado fehacientemente, muestra indicios de ser mayoritario. No obstante, la poca dispersión del bandeo (Fig. 9), así como la reorientación de la estratificación o la fuerte disgregación

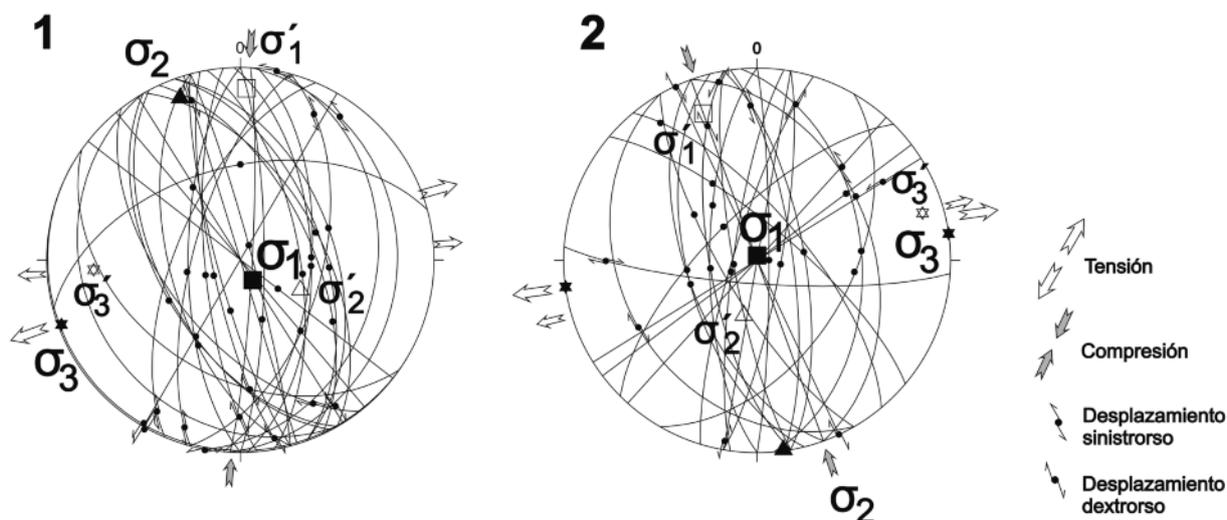


Fig. 12.- Fallas con estrías y sentido de movimiento conocido sobre las que se ha representado la posición del elipsoide de esfuerzo deducido.

de los fragmentos resistentes incorporados a la fábrica (Fig. 8c y 8d), indican que ha existido una deformación importante, tectónicamente dirigida y probablemente mantenida en el tiempo.

Esta deformación tectónica pseudoplástica, condicionada por la abundancia de las arcillas, es contemporánea a una deformación frágil de igual orientación y cinemática. A su vez, se observa que la deformación frágil subsiste después de que el desarrollo de la fábrica cataclástica haya terminado, al menos en el nivel topográfico-estratigráfico de observación actual. La edad de la deformación es necesariamente post-Mioceno, es decir, Plioceno, y posiblemente Cuaternaria, si atendemos a algunos de los niveles afectados que se asemejan a coluviones recientes. El dato de una edad más antigua de 600 ka para las venas de tensión de la fábrica cataclástica estaría de acuerdo con esta secuenciación temporal. En todo caso, las fallas que afectan a materiales coluviales, si no estrictamente activas, deben considerarse al menos potencialmente activas, y por tanto estar vinculadas a las fallas que han producido los terremotos de la serie.

Los terremotos de la serie sísmica, entre 2 y 5 km de profundidad, están producidos inequívocamente en el basamento paleozoico que subyace a la cobertera tabular, probablemente dentro de los granitos o de la serie siliciclástica de la Zona Centroibérica. Dada la baja magnitud de los terremotos, que ha impedido una localización precisa de los mismos y la determinación de mecanismos focales, a excepción del calculado para el terremoto de mayor magnitud de la serie, es difícil especular sobre la naturaleza de las fallas que los han generado. Sin embargo, del análisis del parámetro b de cada una de las subseries que se pueden identificar, se deducen diferencias entre unas y otras, lo que implicarían una compleja situación tectónica en profundidad.

Este parámetro indica la proporción relativa entre el número de pequeños y grandes terremotos, y está aceptado que es función de las características tectónicas de la región (estado de esfuerzos) (v.g., Mogi, 1967; Scholz, 1968;

Schorlemmer *et al.*, 2005), la heterogeneidad de los materiales o las fracturas (Mogi, 1962; Meyer *et al.*, 2004), o la dimensión fractal de los terremotos o fallas (v.g., Legrand, 2002), es decir, de su grado de agrupamiento.

Siguiendo el trabajo de Schorlemmer y colaboradores (2005), estos autores encuentran a partir de los datos de mecanismos focales del catálogo de SCSN (Southern California Seismic Network) y del Harvard CMT (Harvard Centroid Moment Tensor), posiblemente los catálogos de mecanismos focales regional y mundial, respectivamente, de mayor calidad del mundo, que en zonas donde predominan las fallas normales se obtienen valores por encima de la unidad del parámetro b , y en donde predominan fallas de desgarre, valores del orden de la unidad. Con ciertas reservas, esto podría indicar que las tres sub-series no han sido generadas por el mismo juego de fallas, debido a los muy diferentes valores del parámetro b obtenidos.

La primera subserie tiene unos valores de parámetro b anómalamente altos, aunque no completamente extraños, ya que estos valores e incluso superiores, se han observado en diversas regiones y series sísmicas (v.g., Nuannin *et al.*, 2002). Es un valor que está claramente relacionado con la poca energía de los terremotos de esta sub-serie. Diversos autores relacionan los altos valores de este parámetro a bajos estados de esfuerzos y a una mayor ductilidad de las rocas (Scholz, 1968), a mecanismos de extensión (Schorlemmer *et al.*, 2005) y a un mayor grado de la fracturación o a redes de fracturas complejas (Meyer *et al.*, 2004; Wesels *et al.*, 2011). Por el contrario, el parámetro b de las dos siguientes subseries, próximo a la unidad, estaría en relación con mecanismos de funcionamiento de fallas más convencionales, formados por eventos principales y réplicas, que en este caso se relacionarían con una falla de desgarre. Así lo indica el único mecanismo focal calculado por el IGN.

Las estructuras encontradas en superficie parecen reflejar la complejidad de la serie sísmica, aunque no puede establecerse una correlación directa entre éstas y las estructuras del basamento, ya que varios de los paquetes de

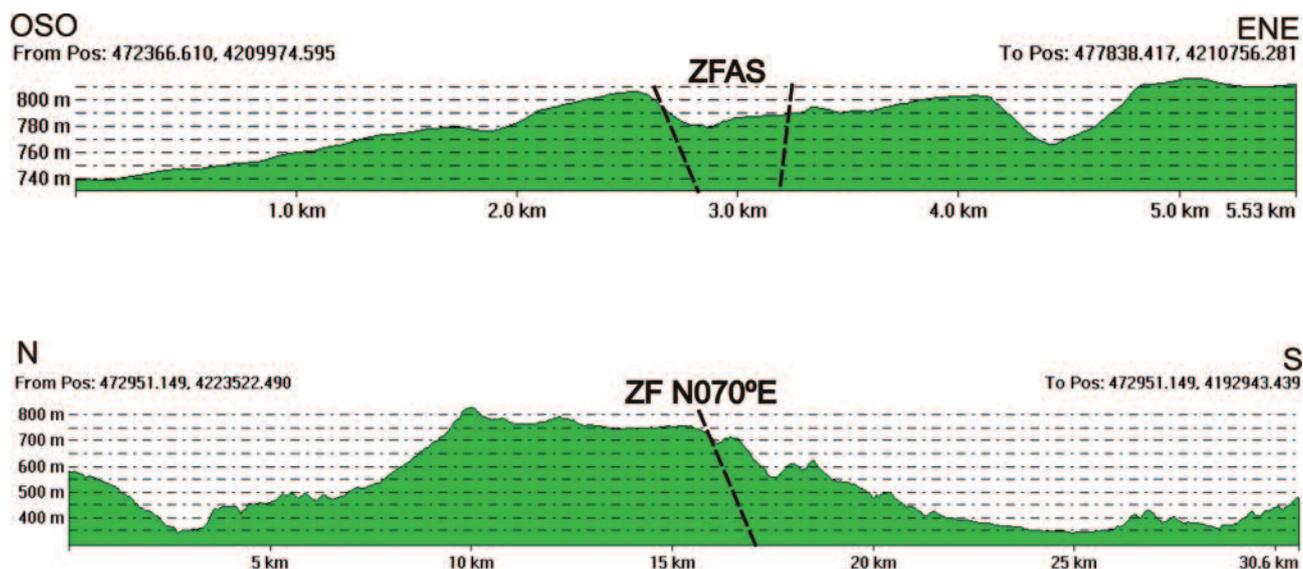


Fig. 13.- Perfiles topográficos a partir del MDT05 del IGN; situación en la Fig. 2. A) PerfilOSO-ENE en las proximidades de Torreperogil, mostrando la prolongación de la ZFAS hacia el sur representada mediante dos fallas conjugadas. Nótese el basculamiento de la superficie topográfica y la presencia de un *graben* o semigraben en la ZFAS. B) Perfil N-S en el que se destaca el alto topográfico que supone La Loma. Se ha representado la zona de falla de dirección N070°E que aflora al Sur de Torreperogil. En ambos perfiles, la escala vertical está exagerada con respecto a la horizontal.

arcillas de la secuencia Triásica o incluso Miocena, pueden actuar como niveles de despegue, desacoplando la deformación. De hecho, el gran desarrollo de la deformación dúctil podría deberse a fenómenos de diapirismo de barro, tectónicamente dirigidos y centrados en la zona de falla, como ocurre en otros lugares (ver p. ej. Morley *et al.*, 1998; Borgia *et al.*, 2006; Codegone *et al.*, 2012). Procesos de flujo de barro, incluso el propio fallamiento, estarían ayudados por la presencia de una sobrepresión de fluidos, como atestigua la existencia de venas de tensión rellenas de yeso.

En todo caso, fallas con una orientación N-S o E-O como las deducidas por el mecanismo focal, no se observan en el basamento aflorante al norte de la zona epicentral, en donde sí es evidente un sistema de fallas con direcciones sub-ortogonales (Fig. 2) y un predominio de fallas normales NE-SO de edad Miocena. Tampoco se observa ninguna dirección estructural Varisca que pueda suponerse reutilizada en este episodio sísmico. Por otro lado, fallas con una componente N-S importante (\approx N340-000E; Sanz de Galdeano *et al.*, 2013) se encuentran asociadas al Frente Montañoso Bético, situado al Sur, afectando a materiales miocenos y más recientes, aunque siempre con una componente principal normal. En este contexto podría ponerse en duda el control tectónico de las estructuras encontradas, aunque éste es evidente a partir de la coherencia entre las orientaciones de todas ellas. Por ejemplo, el eje de rotación de los basculamientos observados coincide aproximadamente con la principal orientación de las fallas próximas (Fig. 11) o la fábrica de ZFAS (Fig. 9), lo que podría ser explicado por basculamientos debidos a fallas lítricas o pliegues tipo *rollover*.

Queda por determinar cuál es la orientación y cinemática de la falla o sistemas de fallas, si los hubiera, que provocaron la serie sísmica. Por un lado, los mecanismos focales y el parámetro *b* de las sub-series segunda y tercera

apuntan hacia fallas de desgarre, bien sean N-S bien E-O, ambas observadas en superficie. Por otra parte, los perfiles sísmicos (Fig. 4) y la propia orientación geomorfológica del alto de La Loma, apuntan a que las fallas predominantes en el sector son fallas normales de dirección NE-SO, aunque su etapa de máximo desplazamiento ocurriera en el Mioceno superior. No obstante, dada la orientación de los perfiles sísmicos subparalelos a la orientación de la ZFAS, es lógico pensar que ésta o fallas paralelas a ella no aparezcan en los perfiles. En cualquier caso, dada la baja magnitud liberada y la presencia de subseries con diferentes comportamientos, no es descabellado considerar que el evento ha sido desencadenado por una conjunción de varias de las cinemáticas descritas en el área. Por otra parte, hay que considerar la tasa de elevación absoluta del sector, teniendo en cuenta que los sedimentos del Mioceno superior se sitúan a más de 800 m de altitud, que sería del orden de 0,1 mm/año, mayor que la de las zonas circundantes y similar a algunas de las más altas encontradas en la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Esto implicaría una preponderancia de los movimientos verticales, al menos durante el Plioceno.

A pesar de que los mecanismos focales indiquen un predominio de fallas de desgarre en profundidad, en superficie es más evidente la componente vertical, con salto normal, siempre en fallas de dirección próxima a la N-S. Algunas de las evidencias de la importancia de la extensión son:

- El predominio de estrías en buzamiento sobre planos de orientación N160° - N180°, que a su vez son los más abundantes en superficie.
- El basculamiento de la estratificación en la zona de falla.
- La presencia de un *graben* o *semigraben* con expresión geomorfológica en la zona de falla.
- El análisis de los paleoesfuerzos.

La dirección de extensión obtenida en este trabajo está bien documentada en las Béticas, tanto a partir de fallas Mio-Pliocenas (v.g., Galindo Zaldívar *et al.*, 1993; Martínez Martínez *et al.*, 2002; Booth Rea *et al.*, 2004), como de fallas activas (v.g., Martínez Martínez *et al.*, 2006; Sanz de Galdeano *et al.*, 2012; Palano *et al.*, 2013), algunas próximas o limitando la propia Cuenca del Guadalquivir oriental (Sánchez Gómez y Torcal, 2002; Sanz de Galdeano *et al.*, 2006; García Tortosa *et al.*, 2008; Sánchez Gómez *et al.*, 2008). Por lo tanto, no sería descabellado prolongar estos sistemas más al Norte en el sector de Torreperogil-Sabiote.

Conclusiones

La serie sísmica de Torreperogil-Sabiote se ha producido en un área considerada prácticamente indeformada desde el Mioceno superior hasta la actualidad, y por tanto *a priori* con muy baja actividad de fallas, lo que unido a un elevado número de terremotos, muchos de ellos sentidos, ha generado numerosas especulaciones científicas y acientíficas sobre el origen de dicho fenómeno. Este trabajo muestra la existencia de un cortejo de estructuras tectónicas aflorantes dentro de las areniscas, margas y arcillas del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, y su relación con la serie sísmica.

La principal estructura encontrada es la Zona de Falla de Arroyo Sabiote (ZFAS), dentro de la cual se observa bandeado cataclástico ligado a un sistema de fallas frágiles penetrativas que llegan a afectar a materiales post-miocenos. Fallas y bandeado cataclástico son paralelos o subparalelos, con una orientación promedio N170°/70°E. Esta orientación promedio es similar a uno de los planos nodales deducido del único mecanismo focal que ha podido ser calculado por el IGN. Sin embargo, aunque son comunes las evidencias en campo de desplazamientos en salto en dirección, como el movimiento que se desprende del mecanismo focal, predominan los desplazamientos verticales de carácter normal. De igual forma, el análisis poblacional de fallas indica un predominio de la extensión ENE-OSO, con un σ_1 principal subvertical, aunque también aparece un σ'_1 secundario, más congruente con el σ_1 del mecanismo focal.

Del análisis del parámetro *b* de la serie sísmica se deduce una situación cambiante, en la que las sucesivas fases en la que se puede subdividir la serie, son atribuibles a varias fallas, o al menos a mecanismos de deformación diferentes. Los diversos sentidos de desplazamiento encontrados en superficie podrían ser reflejo de la diversidad de la serie sísmica, siempre en un contexto de esfuerzos, y por tanto de estructuras tectónicas, acorde con el sistema actual de esfuerzos descrito para la Cordillera Bética. Pese a todo, las fallas y sistemas de fallas descritos aquí no son necesariamente la prolongación directa de las fallas que en el basamento Varisco han producido los terremotos, sino que son una consecuencia de la misma situación de esfuerzos. Ya que, para los movimientos tan limitados encontrados en superficie y la poca energía total liberada en la serie, existen por encima del basamento Varisco niveles poco competentes de arcillas y evaporitas que permitirían el desacoplamiento del movimiento producido en profundidad.

El predominio de la extensión ENE-OSO como factor configurante de las estructuras observadas no es incompatible con una compresión NO-SE como se desprende del mecanismo focal. La compleja cinemática de la deformación dúctil y frágil de la ZFAS sería debida a la alternancia o superposición de estos esfuerzos a lo largo del Plioceno y Cuaternario, que reutilizarían las fallas ya establecidas, y serían responsables en último término de la serie de sísmica.

Agradecimientos

Este informe se ha realizado gracias a la ayuda del CE-ACTierra (Universidad de Jaén), el proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02/BTE, y los grupos de investigación RNM-325 y 370 de la Junta de Andalucía. Los datos sísmicos utilizados han sido los publicados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Agradecemos a L.A. Pérez-Valera el intento de datación mediante U/Th de los yesos en las venas de ZFAS, realizado en el “*Uran-serie lab*” de la University of Bergen, bajo la supervisión del Dr. S.E. Lauritzen, durante una estancia predoctoral. Nuestro reconocimiento a las sugerencias realizadas por los Dres J.C. Balanyá Roure y J. Martínez Díaz, que han mejorado el manuscrito original.

Referencias

- Abad, M. (2007): La trasgresión tortoniense en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva. 510 p.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. y Fisher, D. (2013): *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press. Cambridge, England, 289 p.
- Banda, E. (1988): Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 222-225.
- Banda, E., y Ansorge, J. (1980): Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63: 515-532.
- Batlo, J., Stich, D., Palombo, B., Macia, R. y Morales, J. (2008): The 1951 M-w 5.2 and M-w 5.3 Jaen, southern Spain, earthquake doublet revisited. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (3): 1535-1545.
- Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publication*, 13: 49-68.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y Garcia-Dueñas, V. (2004): Extensional Tectonics in the Northeastern Betics (SE Spain): Case Study of Extension in a Multilayered Upper Crust with Contrasting Rheologies. *Journal of Structural Geology*, 26 (11): 2039-2058. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.005.
- Borgia, A., Grieco, G., Brondi, F., Badali, M., Merle, O., Pasquarè, G., Martelli, L. y di Nardo, T. (2006): Shale Diapirism in the Quaternary Tectonic Evolution of the Northern Apennine, Bologna, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111 (B8): 25 p. doi:10.1029/2004JB003375.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R. W. (2013): Spherical projections with OSX Stereonet: *Computers & Geosciences*, 51: 193-205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021

- Codegone, G., Festa, A., Dilek, Y. y Pini, G. A. (2012): Small-scale polygenetic mélanges in the Ligurian accretionary complex, Northern Apennines, Italy, and the role of shale diapirism in superposed mélange evolution in orogenic belts. *Tectonophysics*, 568–569: 170–184. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.003
- Fernández, J. y Gil, A. (1989): Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y en la Cobertera Tabular de la Meseta. España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 113-124
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M. y Banks, C. (1998): Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publication*, 134: 29–48.
- Flinch, J.F., Bally, A.W. y Wu, S. (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24: 67–70.
- Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2: 90-97.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torné, M. (2002): Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics* 21(3), art. no.-1018. DOI: 10.1029/2001TC901031
- García-García, F., Corbí, H., García Ramos, D.A., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. y Viseras, C. (2014): El sector nororiental de la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir (Cordillera Bética): estratigrafía, cronología y evolución sedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): en prensa.
- García-Rosell, L. (1973): Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes (Cordilleras Béticas, provincia de Jaén). Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez-Gómez, M. y Alfaro, P. (2008): Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén). *Geogaceta*, 44: 59-62.
- Guezou, J.C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. y Morel, J.L. (1991): Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a “Betic Floor Thrust” and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales Tectonicae*, 5: 32–48.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34: 185-188.
- Lanaja, J. M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, Madrid, 465 p.
- Legrand, D. (2002): Fractal dimensions of small, intermediate, and large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 3318-3320.
- Luther, A., Axen, G. y Selverstone, J. (2013): Particle-size distributions of low-angle normal fault breccias: Implications for slip mechanisms on weak faults. *Journal of Structural Geology*, 55: 50–61. doi:10.1016/j.jsg.2013.07.009
- Marshak, S. y Mitra, G. (1988): *Basic methods of Structural Geology*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdú, G., Serrano Oñate, A. y Suárez Alba, J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. En: *I Congreso Español de Geología (Segovia)*. Comunicaciones, I: 199–213.
- Martínez-Díaz, J. J. (2002): Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* 356: 291-305.
- Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F., Azor, A. y Simancas, J.F. (2001): La estructura de la Zona Centroibérica en la región de Los Pedroches (Macizo Ibérico meridional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 147-160
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I. y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal Folding of Extensional Detachments: Structure and Origin of the Sierra Nevada Elongated Dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21(3). doi:10.1029/2001TC001283.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y Torcal, F. (2006): Active Transfer Fault Zone Linking a Segmented Extensional System (Betics, Southern Spain): Insight into Heterogeneous Extension Driven by Edge Delamination. *Tectonophysics* 422 (1–4): 159–173. doi:10.1016/j.tecto.2006.06.001.
- Martín-Parra, L. M., González-Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D. y Matas, J. (2006): The Puente Genave-Castelo de vide shear zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(4): 191-202.
- Meyer, U., Sobiesiak, M., Schmidt, S., Goetze, H. y Krawczyk, C. (2004): Identifying asperities: correlating b-value and isostatic residual anomaly maps. *EOS Translations AGU* 85 (47): *Fall Meeting Supplement, Abstract* S13A-1033
- Mogi, K. (1962): Magnitude-frequency relationship for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 40: 831-883.
- Mogi, K. (1967): Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5: 35-55.
- Morley, C.K., Crevello, P. y Ahmad, Z.H. (1998): Shale tectonics and deformation associated with active diapirism: the Jerudong Anticline, Brunei Darussalam. *Journal of the Geological Society*, 155: 475–490.
- Mort, K. y Woodcock, N. H. (2008): Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology*, 30(6): 701–709. doi:10.1016/j.jsg.2008.02.005
- Motis, K. y Martínez del Olmo, W. (2012): Los cabalgamientos ciegos del Alto Guadalquivir (provincia de Jaén). *Geotemas*, 13: 1-4.
- NCSR (2002): *Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación*. BOE 244, 35898-35967.
- Nuannin, P., Kulhanek, O., Persson, L. y Tillman, K. (2002): Forecasting of increasing induced seismicity in the Zinkgruvan mine, Sweden, by using temporal variations of b-values. *Acta Montana - Series A (Geodynamics)*, 21: 13-25.
- Olsson, R. (1999): An estimation of the maximum b-value in the Gutenberg-Richter relation. *Journal of Geodynamics*, 27: 547-552.
- Palano, M., González, P.J. y Fernández, J. (2013): Strain and Stress Fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on Active Geodynamics. *Gondwana Research*, 23 (3): 1071–1088. doi:10.1016/j.gr.2012.05.021.
- Peláez, J.A. y López Casado, C. (2002): Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 159: 2699-2713.
- Peláez, J.A., Castillo, J.C., Gómez-Cabeza, F., Sánchez-Gómez, M., Martínez-Solares, J.M. y López-Casado, C. (2013): A Review of the 1170 Andújar (Jaén, South Spain) Earthquake, Including the First Likely Archeological Evidence. En: *Earthquake Research and Analysis - New Advances in Seismology* (S. D’Amico, Ed.). In-Tech, 1-22 p. DOI: 105772/54864.

- Pendón, J. G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M. L., Baceta, J. I. y Tosquella, J. (2004): Transgressive sequences on foreland margins: A case study of the neogene central Guadalquivir basin, southern Spain. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 10: 503-515.
- Perconig, E. (1960-62): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). En: *Livre en Mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire Hors de Série*, Société Géologique de France, 229-256
- Pérez-Valera, F., Reolid, M. y Jódar, G. (2010): A bone-rich bed with Nothosauria and Placodontia in the Triassic of the Tabular Cover (SE Spain): the record of a high-energy marine flooding. En: *Geoevents, Geological Heritage, and the role of the IGCP*, Caravaca de la Cruz, abstract volume, 161-162
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A. y Pérez López, A. (2011): Kinematics of the Northern Betic Cordillera from Gypsum Fabrics (South Spain): Tectonic Implications. En: *18th Conference on Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (Congreso), Oviedo.
- Rey, J., Redondo, L. y Hidalgo, M. C. (1998): Interés hidrogeológico de las dolomías del Liásico de la Cobertera Tabular de la Meseta (norte de Úbeda, prov. de Jaén). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 213-221
- Rey, J., Redondo, L. y Aguado, R. (1995): Relleno, durante el Tortonense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Úbeda (provincia de Jaén). *Boletín Geológico Minero*, 106: 215-218.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary basin. En: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. (P.S. Friend y C.J. Dabrio, Eds) Cambridge University Press, 330-338.
- Roldán-García, F.J., Azañón, J.M., Rodríguez-Fernández J. y Mateos, R.M. (2013): Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir. Posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil (octubre 2012-Enero 2013). *Geogaceta*, 54: 83-86
- Roldán-García, F.J. y García-Cortés, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (prov. de Córdoba y Jaén). En: *Libro de Resúmenes del II Congreso Geológico de España*. Granada, 189-192
- Ruano, P. (2003): Estructuras tectónicas recientes en la transversal central de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Universidad de Granada. 446 p.
- Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (2004): Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3): 541-563.
- Sánchez-Gómez, M. y Torcal, F. (2002): Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra y Quesada towns (provinces of Jaén and Córdoba, Spain). En: *Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de Sismología en Granada*. Instituto Andaluz de Geofísica, Granada, 13 p.
- Sánchez-Gómez, M., Peláez, J.A., García-Tortosa F.J., Torcal, F., Soler-Núñez P. y Ureña-Cámara, M.A. (2008): Aproximación geológica, geofísica y geomorfológica a la actividad tectónica en el valle del alto Guadalquivir. En: *6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Tomar, Portugal.
- Santos-García, J.A., Jerez-Mir, F. y Saint Aubin, J. (1991): Estudio sedimentológico de un sector del río Guadalquivir en las proximidades de Andújar (provincia de Jaén) los depósitos de la terraza + 6m (T4). *Estudios Geológicos*, 47: 43-55.
- Sanz de Galdeano C., García-Tortosa F.J. y Peláez J.A. (2013): Estructura del Prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del Subbético y con fallas en el basamento. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26: 55-68.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004): Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63(3-4): 175-190.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F. J., Peláez, J. A., Alfaro, P., Azañón, J. M., Galindo-Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, A. C., Rodríguez-Fernández, J. y Ruano, P. (2012): Main Active Faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology* 38 (1): 209-223. doi:10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39215.
- 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): La falla de Tíscar: su significado en la terminación sudoeste del arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 271-280.
- Sanz de Galdeano, C., y Peláez, J.A. (2011): *Fallas activas en la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica*. Editorial Universidad de Granada.
- Scholz, C.H. (1968): The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58: 399-415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. y Wyss, M. (2005): Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437: 539-542.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.S. Friend y C.J. Dabrio, Eds). Cambridge University Press, 339-345.
- Twiss, R. J. y Moores, E. M. (1992): *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, New York, 532 p.
- Udías, A., Muñoz, D., Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C. y Rodríguez, I. (2005): Reevaluation of the earthquakes of 10 March and 19 May 1951 in southern Spain. *Journal of Seismology*, 9 (1): 99-110.
- Wessels, S.A., de la Peña, A., Kratz, M., Williams-Stroud, S. y Jbeili, T. (2011): Identificación de fallas y fracturas en reservorios no convencionales mediante monitorización microsísmica. *First Break* 29 (7): 99-104.
- Wiemer, S. y Katsumata, K. (1999): Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B6): 135-151.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 21-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 24-02-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 2-03-2014