

¿Dónde y por qué se producen terremotos en la península ibérica?

Where and why earthquakes occur in the Iberian Peninsula?

RAMÓN CAPOTE¹, ANTONIO ESTÉVEZ², PERE SANTANACH³, CARLOS SANZ DE GALDEANO⁴ Y JOSÉ LUIS SIMÓN⁵

¹ Depto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC) C/Jose A. Novais 15, 28040 Madrid, Spain. E-mail: capote@geo.ucm.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante. Ap. 99. E-mail: antonio.estevez@ua.es

³ Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. C/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. E-mail: pere.santanach@ub.edu

⁴ IACT (CSIC-UGR), Facultad de Ciencias, Univ. de Granada. Campus Fuentenueva, s/n. 18071-Granada.

⁵ Dep. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. E-mail: jsimon@unizar.es

Resumen La Península Ibérica presenta una sismicidad baja a moderada, causada por fallas activas que se mueven con tasas del orden de 10^{-2} - 10^{-1} mm/año. Las magnitudes potenciales máximas son de entre 6,0 y alrededor de 7,0, y los periodos de recurrencia de los seísmos catastróficos, para cada falla, del orden de 10^3 - 10^4 años. La zona más activa es la Cordillera Bética, donde la convergencia con la placa Africana se acomoda en un gran número de fallas, causantes de varios terremotos históricos de intensidad = X. Destacan los desgarres sinistrorsos NE-SO de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia (terremotos de Vera, 1526, o Lorca, 2011), o fallas inversas como la del Bajo Segura (terremoto de Torre Vieja, 1829), fallas extensionales E-O como la de Zafarraya (terremoto de Arenas del Rey, 1884) y NW-SE como la de Baza (terremoto de Baza, 1531). La compresión que se transmite por Iberia a partir de su margen sur reactiva asimismo grandes desgarres en el Macizo Ibérico (fallas de Manteigas-Vilariça-Bragança –con evidencias de paleosismos holocenos superiores a 7,0– y Plasencia). El este peninsular está afectado por la extensión cortical ligada a la extensión (*rifting*) del surco de Valencia, que activa fallas normales en las Cadenas Costero-Catalanas y Sierras Transversales (fallas del Camp y Amer, esta última causante de los seísmos de Olot, 1427-1428) y en la Cordillera Ibérica centro-oriental (fallas de Conclud –con evidencias de paleosismos del Pleistoceno superior de magnitud potencial próxima a 6,8–, Teruel o Maestrat), aquí sin terremotos recientes catastróficos. La tectónica activa en el Pirineo se debe a la interacción de la extensión ligada al *rift*, la compresión intraplaca y los movimientos isostáticos. La mayor sismicidad se da en la vertiente norte de los Pirineos occidentales (Lourdes-Arette) y en el Pirineo central (terremoto de Vielha, 1923, en la falla norte de la Maladeta).

Palabras clave: Falla activa, Península Ibérica, terremoto, tasa de desplazamiento.

Abstract *The Iberian Peninsula shows low to moderate seismicity caused by active faults that move at rates of the order of 10^{-2} - 10^{-1} mm/y. Maximum potential magnitudes range from 6.0 to 7.0, and the recurrence periods of the major seisms, for each fault, are of the order of 10^3 - 10^4 years. The Betic chains are the most active zone, where the convergence with the African Plate is accommodated by a high number of faults, responsible for several historic earthquakes with intensity = X. The most conspicuous ones are left-lateral, NE-SW strike-slip faults such as Carboneras, Palomares, Alhama and Bajo Segura faults (seisms of Vera, 1526, Torre Vieja, 1829, or Lorca, 2011) and E-W extensional faults such as Zafarraya (Arenas del Rey earthquake, 1884). The compression propagated through Iberia from its southern margin also reactivates large strike-slip faults at the Iberian Massif (Manteigas-Vilariça-Bragança –with evidence of Holocene paleoseisms over $M = 7.0$ – and Plasencia). Eastern Iberia undergoes crustal extension linked to the rift at the Valencia trough, which activates normal faults in the Catalanian and Transversal ranges (El Camp and Amer faults, the latter being responsible for Olot seisms, 1427-1428) and the central-eastern Iberian Chain (Conclud –with evidences of Late Pleistocene paleoseisms with potential magnitude*

sociedad europea e indujo a sus intelectuales a la reflexión. Así, esta catástrofe natural inspiró la novela corta *Cándido*, en la que a través de episodios simbólicos Voltaire denuncia el Mal en sus diferentes formas. Actualmente se están llevando a cabo investigaciones geológicas del fondo oceánico con la finalidad de localizar y caracterizar la falla causante del terremoto de Lisboa. Si bien la falla todavía no ha podido ser determinada con un mínimo de seguridad, el análisis paleosísmico de los sedimentos recientes del fondo oceánico ha mostrado que terremotos superiores a $M=8$ afectan a esta región con un período de recurrencia de 1800 años.

CONTEXTO GEODINÁMICO: ¿DÓNDE SE PRODUCEN LOS TERREMOTOS MÁS IMPORTANTES?

El análisis de la actividad sísmica histórica (Martínez Solares, 2011) e instrumental (Carreño, 2011) de la península Ibérica pone de manifiesto que en cualquier lugar de su geografía pueden producirse terremotos. Sin embargo, la distribución de los de mayor magnitud, con diferentes periodos de recurrencia, es muy desigual. Esto depende de los diferentes dominios geológicos de la península, para cuyo conocimiento es necesario tener en cuenta su historia geológica y, además, los principales procesos geodinámicos (motores de la sismicidad) que están actuando.

Actualmente, la península Ibérica forma parte de la placa Euroasiática, aunque no siempre ha sido así. A lo largo del Mesozoico se movió de forma independiente con respecto al resto de Europa y, por ejemplo, a finales del Cretácico inferior, hacia el Albiense (hace unos 100 millones de años), giró en sentido antihorario formándose entonces el golfo de Vizcaya. Sólo a partir de la finalización de la orogénesis pirenaica, dentro de la orogenia Alpina, (hace unos 25 millones de años) quedó unida con Europa. Desde entonces, Iberia se ha movido de forma solidaria con Eurasia, a excepción de la Zona Interna Bética, que no alcanzó aproximadamente su posición actual hasta el Mioceno inferior, Burdigaliense (hace 18 a 16 millones de años).

En la actualidad existen dos grandes “motores” geodinámicos de la actividad sísmica en nuestra península: (1) la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, y (2) el proceso de apertura (*rifting*) del surco de Valencia.

El más importante de los dos, responsable de la mayor parte de la actividad sísmica, es la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática (actualmente se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 mm/año). Este proceso geodinámico produce un campo de esfuerzos regional cuya dirección de compresión aproximada varía entre NO-SE y N-S.



Estos esfuerzos compresivos son, lógicamente, mayores en la zona más próxima a África, en la Cordillera Bética, y de ahí se van amortiguando progresivamente hacia el N y NO. De todas formas, en zonas con una compleja historia geológica en las que la corteza está más fracturada (por tanto es “más débil”), se puede liberar más fácilmente la energía, lo que explica por ejemplo el incremento de sismicidad en los Pirineos en comparación con otros sectores situados más al Sur. La transmisión de los esfuerzos por el interior de la península Ibérica explica que también se produzcan terremotos en el Macizo Varisco, como los de Pedro Muñoz (Ciudad Real) en agosto de 2007, de magnitud 4,7 o los terremotos registrados en Galicia (Carreño, 2011), generalmente ligados a determinadas estructuras que actúan en respuesta a la compresión o a la tensión aproximadamente perpendicular que se cita poco más adelante. En la zona más meridional, más próxima al límite de placas, especialmente en el Mar de Alborán y en la Zona Interna de la Cordillera Bética, estos esfuerzos compresivos coexisten con una tensión que se acomoda a través de numerosas fallas normales activas.

El otro proceso geodinámico que, de forma simultánea, está actuando en la península Ibérica es el apertura (*rifting*) del surco de Valencia. Aunque se desarrolló con mayor intensidad durante el Mioceno, este proceso de extensión cortical continuó siendo activo durante el Plioceno y el Cuaternario, acomodándose gracias a fallas normales activas responsables de la sismicidad de la Cordillera Ibérica, de las Cadenas Costero-Catalanas y Sierras Transversales, así como de la actividad volcánica de la región de Olot o de las islas Columbretes.

En definitiva se pueden producir terremotos en cualquier lugar de la península Ibérica, aunque los más importantes y con un periodo de recurrencia más corto, se localizarán en la Cordillera Bética, especialmente en su Zona Interna, por ser la zona más afectada por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática.

Fig. 1. B. Es posible observar la localización espacial de las trazas de las fallas de la QAFI sobre un fondo de GoogleMaps®, eligiendo un fondo de mapa, ortoimagen, híbrido o relieve (más detalles en el artículo de García Mayordomo, en este mismo volumen). La aplicación permite observar cada una de las fallas activas con diferentes niveles de zoom. En el ejemplo se muestra la traza de la falla de Alhama de Murcia, responsable del terremoto de Lorca de 2011.

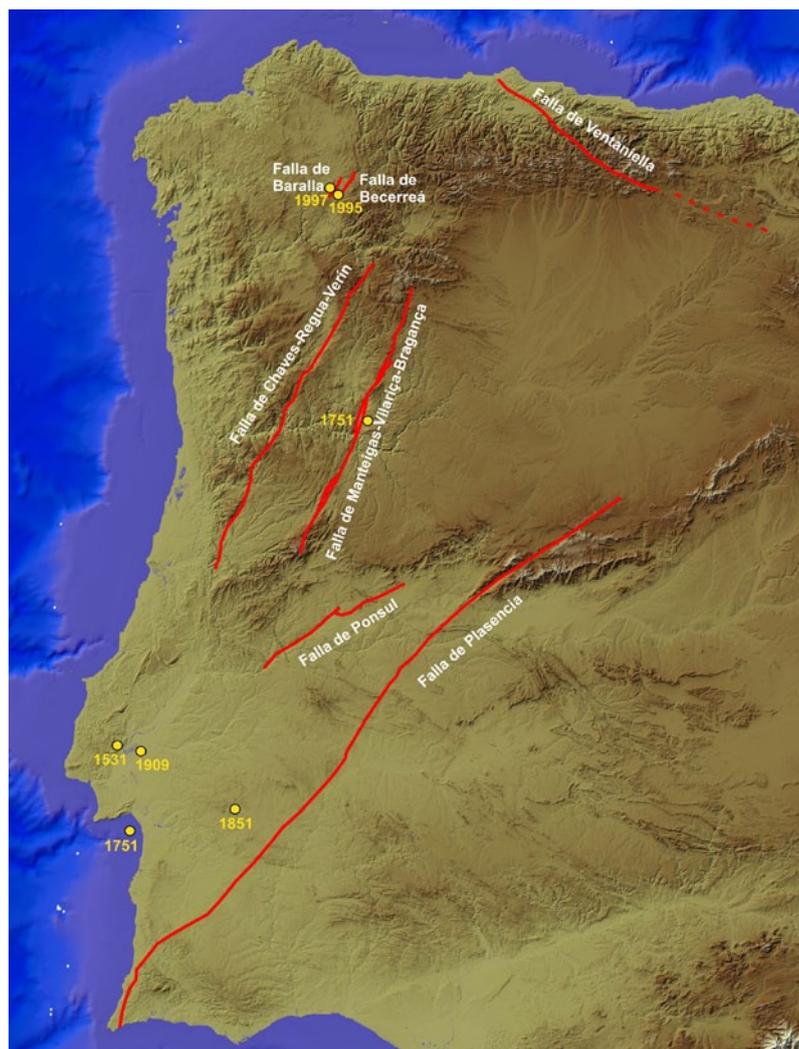
PRINCIPALES FALLAS ACTIVAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A continuación, se describen las principales fallas activas de la península Ibérica agrupadas por dominios geológicos. Se ha realizado una selección de las más significativas, aunque tal y como se ha comentado en la introducción, el lector puede encontrar información más detallada en varias publicaciones científicas (Masana y Santanach, eds., 2001; Insua y Martín González, eds., 2010; Sanz de Galdeano y Peláez, 2011; Martínez Díaz, Masana y Rodríguez Pascua, eds., 2012; García-Mayordomo, 2011).

3.1. Macizo Varisco

El Macizo Ibérico constituye el núcleo antiguo de la península Ibérica en el que aflora extensamente el basamento varisco. Ocupa la parte occidental de la península y aparece afectado, únicamente de manera relativamente moderada, por la compresión alpina que da lugar a algunas áreas levantadas mediante cabalgamientos y grandes pliegues del basamento que constituyen sierras y cordilleras, tanto en los bordes como en la zona central. El basamento

Fig. 2. Ortoimagen del Macizo Varisco en la que se han representado las principales fallas activas citadas en el texto, así como algunos de los terremotos más significativos.



está recubierto, en amplios sectores, por los sedimentos cenozoicos de las grandes cuencas terciarias del Duero, Tajo y Guadiana, en España, y la del Bajo Tajo y Sado, en Portugal.

La reactivación actual de las fallas del Macizo Varisco da lugar a una sismicidad que es mucho menos importante que la de las cadenas alpinas, de tal manera que en él no se ha producido ninguno de los grandes terremotos históricos destructivos, de intensidad VIII o superior. No obstante se reconoce una actividad sísmica dispersa, cuya distribución es desigual (Fig. 2). En la región central (Sistema Central, Cuencas del Duero y Tajo) la actividad más importante se localiza en los bordes del macizo (Cordillera Cantábrica y Montes de León, Galicia, borde occidental en Portugal, Sierra Morena, parte oriental de la Meseta sur). La sismicidad previa a 1901 es muy escasa. La mayor parte de los terremotos registrados en el periodo instrumental son de baja magnitud, alcanzándose la magnitud 5 sólo ocasionalmente.

En el borde occidental, en Portugal, la sismicidad es comparativamente más alta que en el resto del macizo. Hay dos grandes fallas de dirección NNE-SSO que se mueven en régimen de desgarre, la *falla de Chaves-Regua-Verín* y la de *Manteigas-Vilariça-Bragança*. La *falla de Manteigas-Vilariça-Bragança*, la mejor estudiada, es una falla NNE-SSO de unos 200 km de longitud (Fig. 2) que fue reactivada al final del Cenozoico, hace 9 Ma, deslizando durante el Plio-Cuaternario en régimen de desgarre sinistral, con un salto horizontal total acumulado que varía entre 3 y 9 km. Los desplazamientos de marcadores geomorfológicos y estratigráficos sugieren una tasa de deslizamiento entre 0,2 y 0,5 mm/a durante los 2 últimos millones de años. Se han medido en cuencas terciarias desplazamientos verticales durante el Cuaternario de 400 y 150 m, con una componente horizontal de 1 km. Los estudios de paleosismicidad han permitido identificar tres eventos de $M > 7,0$, con deslizamientos cosísmicos de unos 3 m, en los últimos 14,5 ka¹, lo que representa un periodo de recurrencia de estos paleoterremotos de entre 5 y 7 ka. Esta falla tiene asociada una sismicidad actual relativamente importante, con varios terremotos históricos, como el terremoto de Moncorvo de 1751, de una intensidad epicentral de VI.¹

Hacia la parte media de este sector portugués se encuentra la *falla de Ponsul* (Fig. 2), una falla activa de dirección NE-SO, cuya traza tiene unos 100 km de longitud. Es una falla inversa, que levanta el bloque al NO y forma una cuenca asimétrica rellena con sedimentos cenozoicos paleógeno-neógenos en el bloque hundido. En segmentos de unos 30 km de largo las tasas de deslizamiento calculadas para el Cuaternario están entre 0,03 y 0,1 mm/a. Con estas tasas pueden esperarse terremotos de magnitud 7,0, con intervalos de ocurrencia de 30 a 9 ka.

1 ka: kiloaño, millar de años.

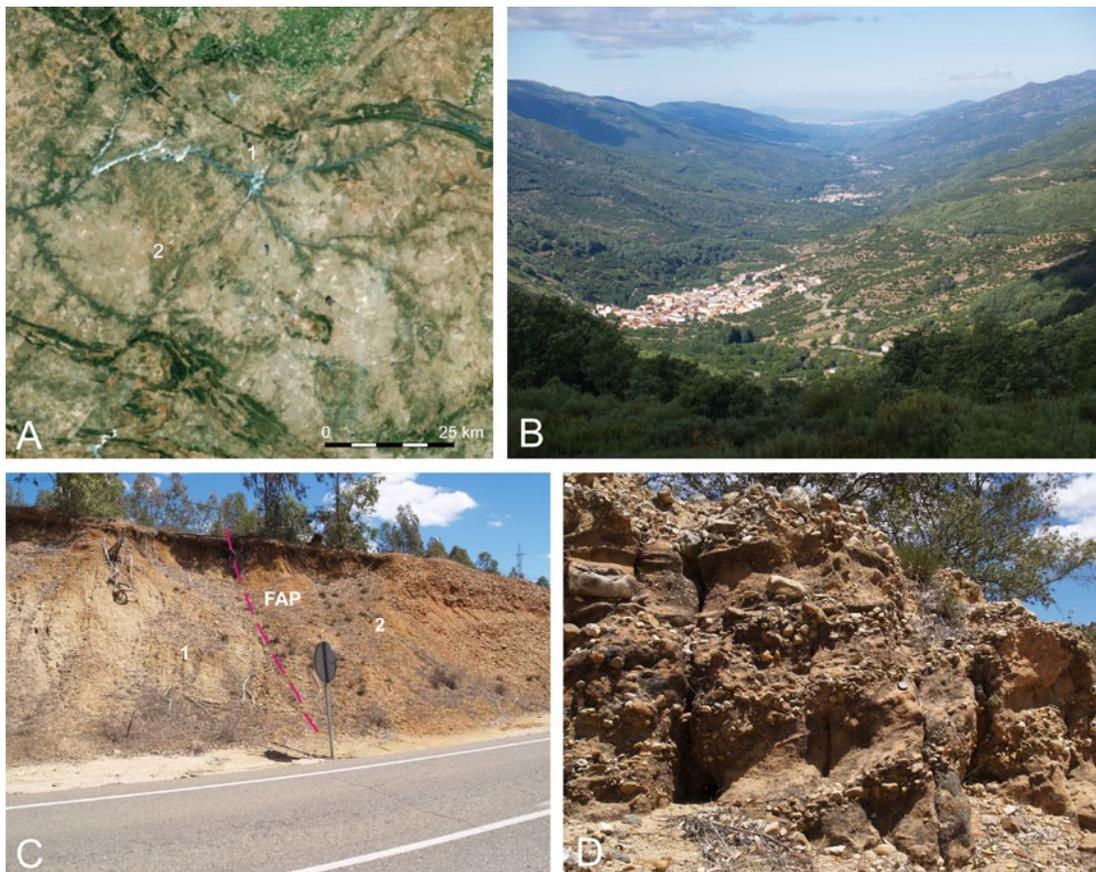


Fig. 3.
 A. Falla de Plasencia en su tramo medio. 1. Pull-apart con rellenos cenozoicos de Cañaverale. 2. Pull-apart de Cabeza de Araya.
 B. Vista de la Falla de Plasencia en el Valle del Jerte, visto hacia el SO.
 C. Falla del lado occidental del pull-apart de Cañaverale, en la falla de Plasencia; 1. arcosas paleógenas; 2. conglomerados del Mioceno.
 D. Terraza del Pleistoceno medio rota y basculada por la falla de Plasencia en el borde oriental del pull-apart de Cañaverale.

La mayor falla del Macizo Varisco es la *falla de Plasencia* (Figs. 2 y 3), cuya traza corre paralelamente a un gran dique de diabasa de edad jurásica a lo largo de 500 km, desde la región de Ávila hasta el Cabo de San Vicente. El régimen de movimiento de la falla es de desgarre sinistral y los desplazamientos totales acumulados desde el Terciario, oscilan entre 1,3 y 3,6 km. La tasa de deslizamiento de la falla para el Cuaternario se calcula entre 0,1 y 0,001 mm/año. Los terremotos potenciales pueden tener una magnitud máxima de entre 6,6 y 7,0, con unos intervalos de ocurrencia de alrededor de 9 ka.

En Galicia el registro histórico de sismicidad es muy escaso pero la ocurrencia de un terremoto de magnitud 4,9 en 1995 y de 5,1 en 1997, en un área considerada hasta entonces estable, puso en evidencia que también esta región tiene fallas activas y un potencial sismogénico real. Se atribuyeron estos terremotos a la *falla de Baralla* y posteriormente a la de *Becerreá*, ambas de dirección NNE-SSO, buzamiento al SE y salto de tipo inverso; sus longitudes no superan los 25 km (Fig. 2). No hay datos de paleosismicidad en esta región pero sí estimaciones del potencial sismogénico a partir de rasgos geomorfológicos y desplazamiento de varios marcadores. Las magnitudes máximas esperables en segmentos de falla oscilan entre 6,1 y 6,8, pero no hay datos de tasas de deslizamiento.

En la Cordillera Cantábrica la principal falla activa es la *falla de Ventaniella* (Fig. 2), un desgarre de dirección NO-SE, 230 km de longitud, unos 4 km de

desplazamiento acumulado y sentido de movimiento dextro. Esta falla alpina no contribuye a la formación del relieve (Alonso et al., 2007) pero en su traza se observan sedimentos cuaternarios deformados y un cierto número de epicentros de terremotos de baja magnitud posteriores a 1901.

3.2. Orógenos intracontinentales

Pirineos

Los Pirineos constituyen la segunda región con más sismicidad de la península Ibérica. La causa de la actividad de las fallas que producen los terremotos hay que buscarla en la interacción de la extensión neógena que afecta la zona oriental de la península Ibérica y los procesos de compensación isostática diferencial debida al levantamiento y erosión de la cordillera.

La mayor concentración de sismicidad se da en la vertiente norte de los Pirineos occidentales en una franja E-W de unos 80 km de longitud y 20 de anchura, que se extiende entre las poblaciones de Bagnères de Bigorre y Arette. Esta zona ha sufrido varios terremotos destructivos. Destacan los de Juncalas, cerca de Lourdes (I=VIII) en 1750, Arette ($5,3 < M < 5,7$) en 1967, y Arudy ($M=5,1$) en 1980. En esta región se han descrito varias fallas, de dirección E-W y NW SE, algunas de ellas con expresión geomorfológica de actividad reciente bien manifiesta.

En los Pirineos centrales destaca el área de la Valh d'Aran y la Ribagorza, donde en 1923 tuvo lugar el terremoto de Vielha ($M=5,2$), y en 1969 se produjeron dos terremotos de $M=4$. Anteriormente en la



Fig. 4. Ortoimagen de Pirineos, de la Cadena Costero-Catalana, de las Sierras Transversales y de la Cordillera Ibérica en la que se han representado las principales fallas activas citadas en el texto, así como algunos de los terremotos más significativos.

madrugada del 3 de febrero de 1373 había ocurrido un terremoto ($I=IX$, M estimada = 6,2) que se sintió hasta 360 km de distancia. En Barcelona cayó parte del campanario de la iglesia gótica de Santa María del Mar, entonces en construcción, hecho recogido en la novela “La catedral del mar” de I. Falcones.

En las partes altas de la Cordillera, restos de penillanuras altas formadas antes del establecimiento del drenaje glacio-fluvial cuaternario han podido ser

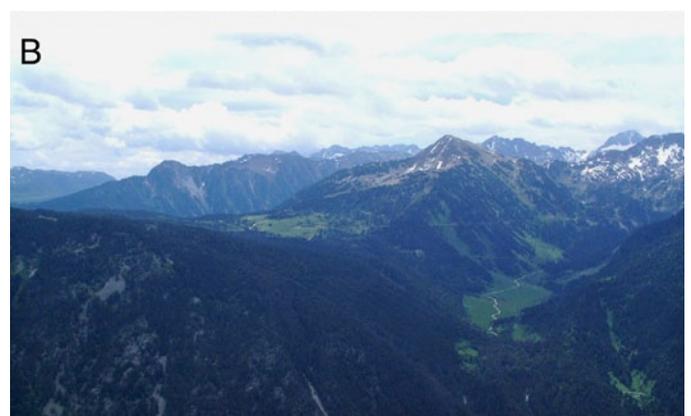
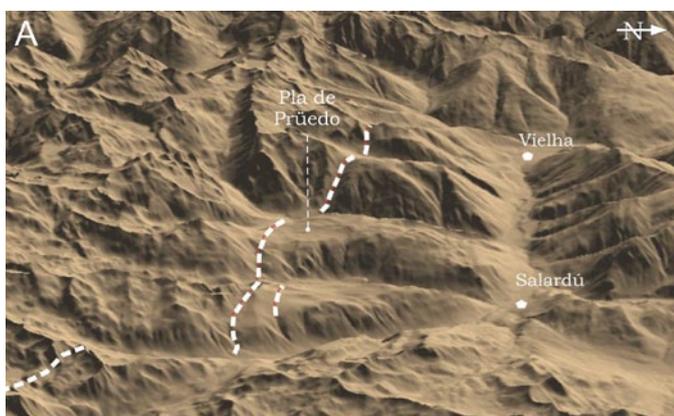
utilizadas como marcadores geomorfológicos para identificar la actividad reciente de diversas fallas. Entre ellas destaca la *falla del Norte de la Maladeta*, situada en la vertiente meridional de la Valh d’Aran (Figs. 4 y 5). Se trata de una falla normal, y en su labio septentrional hundido se formó la pequeña cuenca sedimentaria de Prüedo en el Mioceno superior. El frente montañoso definido por esta falla presenta facetas triangulares. La falla se orienta WNW-ESE y tiene unos 30 km de longitud. Su tasa de deslizamiento desde el Mioceno superior está comprendida entre 0,04 y 0,09 mm/año. Los datos instrumentales y la buena calidad de la información macrosísmica han permitido atribuir a esta falla el terremoto de 1923. También se piensa que es la causante del terremoto catastrófico de 1373, puesto que es la única estructura con evidencias de actividad reciente y una longitud suficiente para dar lugar a un terremoto de esta magnitud, situada dentro del área epicentral determinada a partir de los datos macrosísmicos.

En la parte más oriental de la cordillera, las fallas normales de *La Cerdanya-Conflent* y *la del Tec o de l’Albera* (Fig. 4), entre otras, presentan características geomorfológicas que denotan actividad reciente. No obstante ningún terremoto importante, histórico o instrumental, se ha asociado a estas fallas. El último terremoto que causó destrucción en esta parte de la Cordillera es el de Sant Pau de Fenollet ($M=5,2$), ocurrido en 1996, y cuyo foco se sitúa debajo del macizo del Agllí, en Cataluña francesa.

Cadena Costero-Catalana y Sierras Transversales

Las sierras y depresiones que constituyen la Cadena Costera Catalana están condicionadas por fallas extensivas neógenas. Estas fallas son aproximadamente paralelas a la costa y siguen más al sur, hasta el frente Bético al sur de Valencia. Por el NW están

Fig. 5. La falla de la Maladeta en el valle de Arán. A. Localización de la falla en una visión tridimensional construida a partir de un DEM de 90 m (Institut Cartogràfic de Catalunya). El río Garona discurre de E a O a lo largo del valle de Arán entre Salardú y Vielha. Al Sur del valle se observan retazos de una superficie de aplanamiento del Mioceno superior, colgados en los interfluvios de los afluentes del Garona. Esta superficie está limitada por el Sur por la falla de la Maladeta (trazos discontinuos), bien localizada geomorfológicamente al pie de las facetas triangulares degradadas situadas en el labio inferior de la falla. B. Vista de la parte central de la falla de la Maladeta (Pla de Prüedo) desde el NO. Obsérvese el llano (antigua superficie de aplanamiento preservada en el labio hundido de la falla y la faceta triangular que se desarrolla en el labio inferior. Comparar con A. (DEM y fotografía de M. Ortuño).



limitadas por fallas de orientación NW-SE que condicionan las llamadas Sierras Transversales que unen orográficamente la Cadena Costero Catalana con los Pirineos. El mapa de sismicidad (ver Carreño, 2011) muestra actividad en las Sierras Transversales y en la Cadena Costera Catalana hasta Tarragona. Entre Tarragona y Valencia la actividad es muy escasa o nula.

De abril a diciembre de 1427 una docena de terremotos sacudieron la zona de las Sierras Transversales. Tres de los más fuertes se produjeron cerca de Amer (13 de marzo, I=VI-VII; 19 de marzo, I=VIII; 22 de abril, I=VI-VII), el 15 de mayo el suelo tembló cerca de Olot (I=VII) y, finalmente, cerca de Caldes de Malavella lo hizo el 14 de junio (I=VII). Se hundió la bóveda de la iglesia de Amer, se hundieron las casas de Lloret Salvatge y la iglesia, en Olot cayeron casas y muros y murieron quince personas, en Caldas cayeron 30 casas. El 2 de febrero de 1428, día de la Candelaria, tuvo lugar el sismo más destructivo del que se tiene noticia en Cataluña. Se sintió hasta 300 km del epicentro situado entre Olot y Camprodon. Murieron más de mil personas. En Camprodon provocó 200 víctimas y en Puigcerdà entre 100 y 300 al hundirse una iglesia. La iglesia del monasterio de Ripoll quedó parcialmente destruida, en Queralbs la destrucción fue general y murieron casi todos sus habitantes, y la iglesia de Núria fue casi destruida. En Barcelona la mayoría de casas sufrieron daños en chimeneas y escaleras y en Santa María del Mar murieron entre 20 y 30 personas, alguna a causa de piedras desprendidas del rosetón, y el resto aplastadas por la huida en pánico de los fieles. Esta serie de terremotos del siglo XV se conoce como la crisis sísmica olotina.

Buena parte de esta sismicidad ha sido atribuida a la *falla de Amer o del río Brugent*. La *falla de Amer* forma parte del sistema de fallas NW-SE de las Sierras Transversales. Presenta dos segmentos. El septentrional, de dirección NNW-SSE, tiene 15 km, limita por el oeste la Plana d'en Bas y se extiende hacia el N hasta más allá del valle de Bianya. El meridional, de orientación NW-SE, tiene 17 km, y sigue hacia el S por el oeste del valle del río Brugent hasta pasada la confluencia de este río con el Ter. La falla supera los 30 km de longitud y a lo largo de toda su longitud presenta facetas triangulares, cuencas de drenaje perpendiculares a la falla y pequeños abanicos de materiales muy groseros con los ápices dentro del frente montañoso.

La parte del segmento meridional situada entre Amer y la terminación por el sur de la falla fue la responsable de los terremotos de marzo – abril de 1427, mientras que el desplazamiento súbito de una pequeña parte del segmento septentrional, centrada en el valle de Joanetes, habría causado el terremoto que destruyó Olot el 15 de mayo del mismo año. Análisis recientes muestran que el terremoto del día de la Candelaria de 1428, que había sido atribuido a diferentes fallas, podría haber sido causado por la activación de la parte más septentrional de la falla de Amer.



Al sur de Tarragona, en la Cadena Costero Catalana y en el Maestrat, aunque no se esté registrando sismicidad, las fallas neógenas presentan claras evidencias de actividad reciente, en algunos casos con la presencia de escarpes en abanicos pleistocenos. Una de estas fallas, la *falla del Camp*, de orientación próxima a N-S, limita el llano de Tarragona por el oeste y penetra en el mar al sur de Montroig del Camp junto a la Central Nuclear de Vandellòs (Fig. 6). Un escarpe de falla afecta abanicos aluviales del Pleistoceno superior. Esta falla fue estudiada paleosismológicamente. Se ha demostrado el comportamiento sísmico de la falla por la presencia de estructuras de licuefacción y los diques clásticos asociados, y por las características de las cuñas coluviales relacionadas con los episodios de deslizamiento de la falla, entre otros. Aunque la tasa de sedimentación es inferior a la de deslizamiento de la falla y aunque la erosión es muy importante, el análisis de ocho trincheras ha permitido identificar seis eventos sísmicos durante los últimos 300 ka. Estimaciones realizadas mediante diferentes aproximaciones dan períodos de recurrencia comprendidos entre 25.000 y 50.000 años, siendo razonable pensar que un valor próximo a 25.000 sería más realista. Desde el último evento han transcurrido entre 3.000 y 805 años. El terremoto máximo esperable tendría una magnitud aproximada de 6,7, de acuerdo con los desplazamientos por evento observados. Esta magnitud es coherente con la longitud del segmento de falla que ha roto posteriormente a 125 Ma (24 km), si se tiene en cuenta que la falla se prolonga en mar unos 10 km.

La *falla del Camp* es un buen ejemplo de falla activa intraplaca, con un ciclo sísmico largo, aparentemente inactiva pero que, como muestra su análisis paleosísmico, puede producir sismos en el futuro y debe ser tenida en cuenta en los análisis de peligrosidad sísmica.

Fig. 6. La falla de El Camp en el acantilado de la costa vista desde el Sur. En primer término, corte del escarpe de la falla. La superficie inclinada al E y dislocada por fracturas con saltos métricos corresponde a la superficie del escarpe y tiene una edad de 125000 años. Junto a la falla, la Central Nuclear de Vandellòs.



Fig. 7. Afloramiento de la falla de Conclud en la trinchera de Los Baños (antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros-Sagunto, actual Vía Verde).

Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca con una sismicidad histórica e instrumental baja a moderada, pero que alberga algunas fallas activas de cierta importancia. En su sector centro-oriental se encuentra un sistema de estructuras extensionales que cortan los pliegues paleógenos y están ligadas al proceso de *rift* del surco de Valencia. Su evolución muestra dos etapas principales: la primera (Mioceno inferior *s.l.*) generó las fosas de dirección NNE-SSW (Teruel y Maestrat; Fig. 4); la segunda dio lugar a la fosa NNW-SSE del Jiloca y reactivó las anteriores. Esta etapa reciente se caracteriza por un campo regional de esfuerzos de extensión multidireccional, con una dirección de extensión preferente ENE-WSW, con el que son coherentes asimismo los mecanismos focales de sismos instrumentales (Herraiz et al., 2000).

Los epicentros de terremotos se concentran cerca de los márgenes de la fosa del Jiloca, en el sector meridional de la fosa de Teruel y en los macizos de Albarracín y Javalambre (en estos últimos, sin vinculación clara con fallas recientes reconocidas). Las magnitudes máximas registradas son 4,4

en la fosa de Teruel y 3,8 en el macizo de Albarracín. Antes del periodo instrumental, el catálogo del Instituto Geográfico Nacional registra intensidades máximas de VIII en el sur de la fosa de Teruel (Ade-muz, 1656), VI-VII en Albarracín (1848) y VII en la prolongación noroeste de las fallas del Jiloca (sismo de Used, 1953).

Mayor sismicidad histórica presenta el sector noroccidental de la cadena, concretamente la sierra de Cameros, donde se han registrado varios terremotos de intensidad entre VII y VIII en los dos últimos siglos: Arnedo (1817), Turruncún (1929) y Aguilar del Río Alhama (1961). Aunque los epicentros de los dos primeros se hallan próximos al frente de cabalgamiento de Cameros, para ninguno de ellos se tiene certeza de qué fallas concretas los causaron, ni existen apenas evidencias geológicas y geomorfológicas de fallas activas en este sector. Es por ello que nuestra exposición se centrará en el sector centro-oriental.

La *falla de Conclud* (Fig. 7) que limita con dirección NW-SE el sector meridional de la fosa del Jiloca (Fig. 4), es la mejor conocida de las fallas activas de la Cordillera Ibérica. Corta la serie mio-pliocena de la cuenca de Teruel, produciendo en su nivel de colmatación (techo de las calizas lacustres del Rusciniense, Plioceno Inferior, 3,6 Ma) un desplazamiento neto próximo a los 300 m, con una tasa media de 0,07-0,08 mm/a. Empleando diferentes marcadores estratigráficos del Pleistoceno medio a superior se obtienen tasas parciales que varían de 0,08 a 0,33 mm/a. Se han identificado un total de nueve paleosismos asociados a esta falla entre 74,5 y 15 ka BP, con periodos intersísmicos que van de 4 a 11 ka, desplazamientos cosísmicos estimados desde 0,6 a 2,7 m, y magnitudes potenciales cercanas a 6,8 (Simón et al., 2011).

Las *fallas de Sierra Palomera* (Fig. 8) y *Calamocha* forman, junto a la de *Conclud*, el margen oriental activo de la fosa del Jiloca (Fig. 4). La primera de ellas no desplaza ningún marcador datado que

Fig. 8. Panorámica del escarpe morfológico (sector norte) de la falla de Sierra Palomera; bloque levantado: Jurásico; bloque hundido: Cuaternario.





Fig. 9. Ortoimagen de la Cordillera Bética en la que se han representado las principales fallas activas citadas en el texto, así como algunos de los terremotos más significativos.

permita caracterizarla con precisión, si bien hay elementos del contexto morfoestructural que sugieren un posible salto de 400-500 m. La *falla de Calamocha* corta las calizas lacustres del Plioceno Inferior de la vecina cuenca de Calatayud, produciendo en ellas un salto vertical de 200-220 m. Su actividad se extiende hasta el Pleistoceno superior, existiendo depósitos afectados con una edad de unos 70.000 años (Simón et al., 2011). La *falla de Calamocha* se prolonga fuera de la fosa del Jiloca en la línea de *fallas de Daroca*, que muestra asimismo actividad cuaternaria, al igual que, algo más al NW, la *falla de Munébrega*.

La cuenca de Teruel es esencialmente una semifosa con su límite activo al este, donde varias fallas de dirección próxima a N-S producen saltos verticales totales durante el Neógeno-Cuaternario de entre 700 y 1.000 m con respecto a los macizos de El Pobo, Camarena y Javalambre (Fig. 4). En el interior de la fosa, la *falla N-S de Teruel* desplaza las calizas del Rusciniense unos 215-235 m, con una tasa media de 0,06 mm/a. Hay varios retazos de terrazas fluviales cuaternarias que aparecen desnivelados por la misma falla; por ejemplo, un retazo datado en 76.000 años es desplazado 9 m (tasa de 0,12 mm/a; Simón et al., 2011).

El sistema de fosas del Maestrat ocupa toda la franja prelitoral de Castellón (Fig. 4). De dirección dominante NNE-SSW, estas estructuras sufren episodios repetidos de actividad desde el Mioceno inferior hasta probablemente el Pleistoceno Medio; interactúan con el desarrollo de la red fluvial y tienen una notable expresión geomorfológica. Sin embargo, no se cuenta con marcadores estratigráficos datados que permitan estimar con precisión

sus saltos y tasas de desplazamiento, al tiempo que carecen de sismos históricos relevantes asociados.

La Cordillera Bética

La Cordillera Bética es la zona sísmica y tectónicamente más activa de la Península Ibérica. Se encuentra en un límite de placas difuso donde las placas Africana y Euroasiática se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 mm/año. Su compleja historia geológica, con una Zona Interna que colisionó con la Externa durante el Mioceno, ha hecho que este orógeno alpino esté afectado por numerosas fallas distribuidas en varios juegos. La historia geológica general de las Béticas se puede consultar, entre otros trabajos, en Vera (2004).

Las fallas más activas de la cordillera afectan a la Zona Interna o se encuentran cerca de ella. Se distribuyen en tres juegos fundamentales, de direcciones respectivas NNE-SSO a NE-SO, NO-SE y N70E a E-O (Fig. 9).

Del primer juego citado hay que destacar el Corredor Tectónico de la Cordillera Bética Oriental. Se trata de un corredor que se extiende a lo largo de aproximadamente 300 km entre Almería y Alicante. Está formado por grandes fallas activas de desgarre sinistorsor, que en numerosos casos van relevándose, entre las que destacan, de sur a norte, las *fallas de Carboneras, Palomares, Alhama de Murcia* (desde casi Huércal-Overa a Murcia y más al NE, pasando por Lorca), y de los bordes occidental y norte de *Carrascoy*. En su sector septentrional, en Alicante, el corredor sufre un cambio de dirección a ENE-OSO (casi E-O). Con esta orientación, las fallas de este sector, como la del *Bajo Segura*, funcionan como fallas inver-

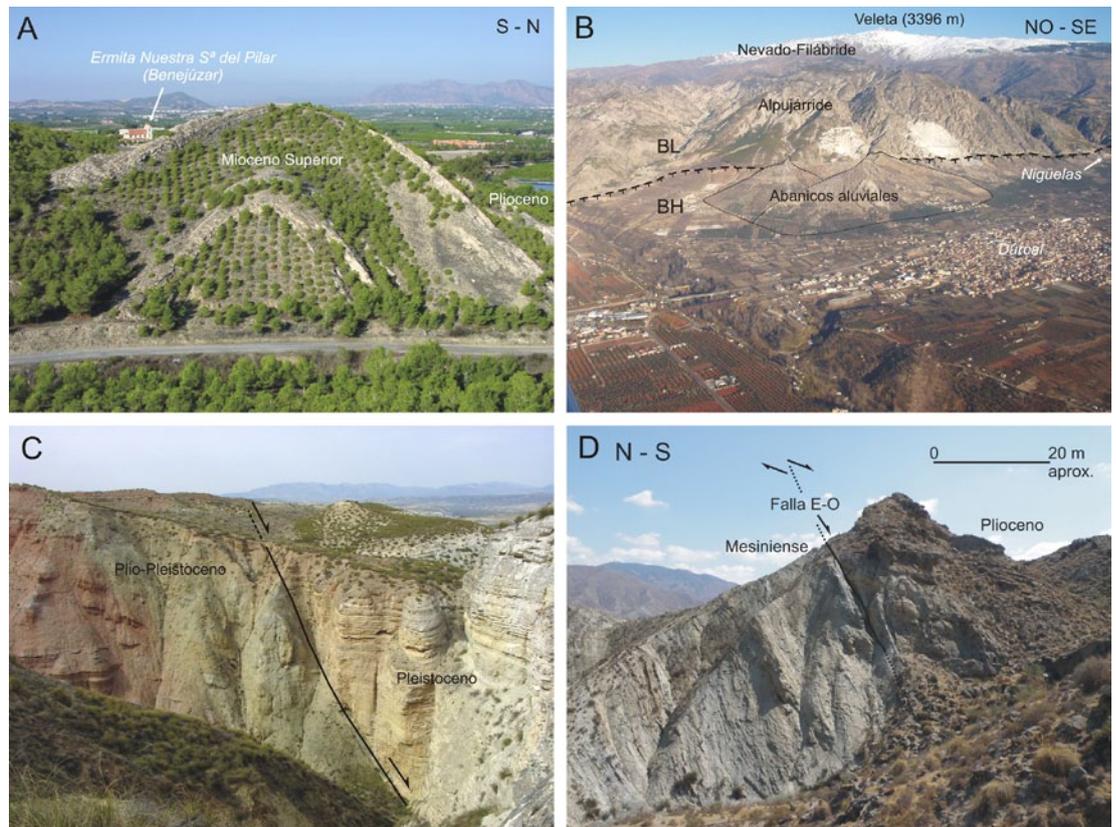
Fig. 10. Fotografías de algunas de las principales fallas activas de la Cordillera Bética.

A. Anticlinal del Pilar, un pequeño pliegue hectométrico situado en el flanco norte del anticlinal de Benejúzar. Estos pliegues activos son resultado de la actividad de la falla inversa ciega del Bajo Segura.

B. Panorámica del frente montañoso producido por la falla normal de Nigüelas o Padul-Dúrcal.

C. Panorámica de la falla normal de Baza.

D. Falla de desgarre E-O situada en la provincia de Almería.



sas ante la compresión actual de dirección aproximada NNO-SSE (Fig. 10A). En ambos extremos, tanto en Almería como en Alicante, los estudios realizados en la plataforma marina, muestran cómo estas fallas se prolongan en el Mar Mediterráneo.

En estas fallas se han producido muchos de los terremotos más significativos ocurridos en la Cordillera Bética. Entre ellos destaca el terremoto de Torrevieja de 1829 ($I=X$, magnitud estimada entre 6,3 y 6,9) situado en la *falla del Bajo Segura*, o el reciente terremoto de Lorca ocurrido el 11 de mayo de 2011 (ver noticia de Martínez-Díaz en este mismo volumen) en la *falla de Alhama de Murcia*. Otro terremoto importante localizado en este corredor es el de Vera de 1526 ($I=X$).

En este corredor tectónico se han realizado la mayor parte de estudios de paleosismicidad en nuestro país (ver Masana et al., 2011, en este mismo volumen). En varias fallas del corredor, principalmente en las fallas de *Carboneras* y de *Alhama de Murcia*, se han identificado varios paleoterremotos en los últimos 50.000 años. Estos estudios indican que estas fallas tienen capacidad para producir terremotos con magnitudes comprendidas entre 6,0 y 7,0 aproximadamente, con periodos de recurrencia de unos pocos miles de años.

Del segundo juego de fallas (las de dirección predominante NO-SE) destacan las fallas con importantes desplazamientos en extensión (fallas normales) del sector central de la cordillera (Fig. 10B). De ellas, las más importantes son las que afectan (y conforman) los sectores oriental y central de la

cuenca de Granada. Entre ellas se pueden citar las fallas del borde occidental de *Sierra Elvira* (próxima a la ciudad de Granada) y continúan hacia el sur. Son las responsables, por ejemplo, del terremoto de Albolote de 1956, que causó víctimas además de numerosos daños económicos (ver informe del Instituto Andaluz de Geofísica sobre este terremoto en <http://www.ugr.es/~iag/divulgacion/boletines/b2.html>). A este juego también pertenece la falla que atraviesa la ciudad de *Granada* y escalona su relieve, desde el barrio alto del Albaicín y la Alhambra (bloque levantado) hasta la parte más moderna de la ciudad y la Vega (bloque hundido).

También estas fallas predominantemente normales están presentes en la cuenca de Guadix-Baza, donde destaca la *falla de Baza* (Fig. 10C), posible responsable del terremoto de Baza de 1531 que causó casi 400 víctimas mortales. Más al SE, fallas de este tipo hay en la provincia de Almería, tales como la *falla de Balanegra* y sobre todo las fallas del tramo final del río *Andarax*, al E de Almería y O de *Sierra Alhamilla*.

Del tercer juego, de dirección próxima a la E-O, hay que destacar el conjunto de fallas que va desde el sur de la cuenca de Granada hasta el mar en Almería, en el área de Mojácar (Fig. 10D). Parecen ser responsables del terremoto de Arenas del Rey o “Terremoto de Andalucía” del 25 de diciembre de 1884. Este terremoto fue posiblemente producido por la *falla del norte de Sierra Tejeda, o de Zafarraya*, que causó muchos daños y casi mil víctimas mortales (se puede consultar el mapa de isostasias y algunas fo-

tografías de la época en la página web del Instituto Andaluz de Geofísica, en http://www.ugr.es/~iag/divulgacion/div_i.html (Martínez-Solares, 2011).

En la Zona Externa Bética hay también algunas fallas importantes, que aunque comenzaron su actividad hace ya bastantes millones de años, algunas todavía conservan rasgos de actividad actual como la *falla de Socovos*, entre otras muchas.

En definitiva, la Cordillera Bética tiene numerosas fallas activas, aunque buena parte de ellas son de pequeña longitud (a su vez, las más largas suelen estar segmentadas). Además, teniendo en cuenta que no todo el movimiento de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática se acomoda en esta Cordillera, sino que también se reparte en el Norte de África, en el Mar de Alborán y como deformación intraplaca, las fallas más activas tienen una velocidad baja, de apenas unas pocas décimas de milímetro al año (aunque en el contexto de la península Ibérica, son las que muestran mayor actividad). Por tanto, estas fallas suelen producir principalmente terremotos de pequeña magnitud. De todas formas, tal y como se ha descrito en los artículos de Martínez Solares (2011) y de Carreño (2011), ambos en este mismo volumen, ocasionalmente producen terremotos de magnitud moderada (máxima magnitud estimada alrededor de 7,0). Son terremotos lo suficientemente significativos como para producir importantes daños en poblaciones próximas al epicentro, tal como ha sido el caso de Lorca, donde la escasa profundidad del hipocentro propició que la intensidad fuera elevada (ver más detalles en Martínez Díaz, 2011).

¿SE PUEDEN PRODUCIR TERREMOTOS DE GRAN MAGNITUD?

En el contexto de la península Ibérica los terremotos de $M \geq 6$ se consideran terremotos de gran magnitud. El factor que más pesa en la magnitud de

un terremoto es la dimensión de la superficie de falla que rompe y se desplaza bruscamente para dar lugar al terremoto. Obviamente, a mayor superficie rota, mayor magnitud. A partir de una magnitud 6 las superficies de rotura suelen alcanzar la superficie y producir rotura superficial. La longitud de la rotura superficial está relacionada con las dimensiones de la superficie afectada y por lo tanto, también, con la magnitud. A partir de datos de terremotos recientes y bien conocidos, se han realizado estudios estadísticos de las relaciones entre la magnitud y la superficie de rotura y la longitud de la rotura superficial, como por ejemplo los de Wells y Coppersmith (1994) en los que empíricamente muestran que esta relación sigue una ley logarítmica (Fig. 11).

La longitud de la rotura superficial se debe leer como longitud de la falla o segmento de falla. Fallas o segmentos de falla con longitudes de aproximadamente 10 km producirán terremotos de magnitud 6; los de unos 100 km de longitud, de magnitud 7 (Fig. 11). La pregunta es pues ¿existen en la península Ibérica segmentos de falla o fallas de estas longitudes? La respuesta es afirmativa. Valgan sólo un par de ejemplos. La *falla de Alhama de Murcia*, que recientemente dio lugar al terremoto de Lorca (11.05.2011, $M = 5,1$), se ha dividido en varios segmentos en base a sus características estructurales. Algunos de estos segmentos son capaces de producir terremotos de magnitudes alrededor de 6. Desconocemos si esta falla, con una longitud total de unos 85 km, es capaz de romper en su totalidad en un solo episodio, pero no debe descartarse; en este caso daría lugar a un terremoto de magnitud alrededor de 7. La *falla de Carboneras*, en la provincia de Almería, se extiende de manera extraordinariamente rectilínea a lo largo de unos 100 km, parte en tierra firme y parte bajo el mar. Probablemente una ruptura parcial de esta falla causó el sismo que en 1522 destruyó Almería; no debe descartarse una ruptura de la totalidad de la falla, que también produciría un terremoto con una magnitud alrededor de 7.

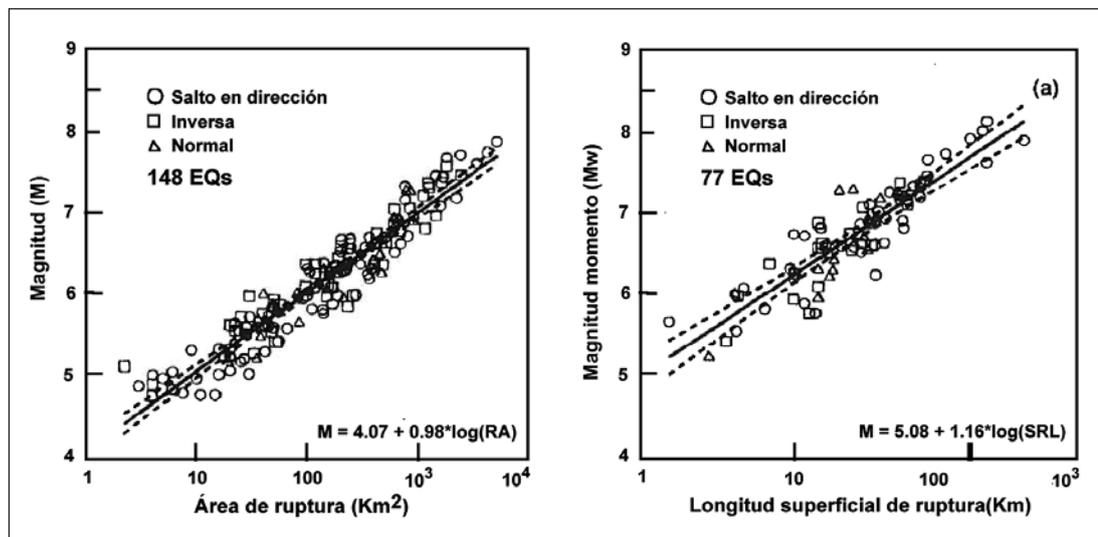


Fig. 11. La magnitud de los terremotos es función de la dimensión de la ruptura. A) Regresión de la relación área de ruptura/magnitud; B) regresión de la relación entre la longitud de la ruptura superficial y la magnitud. En ambos casos se incluyen todos los tipos de fallas. Las líneas discontinuas indican el intervalo de confianza del 95% (de Wells y Coppersmith, 1994).

¿Dónde pueden producirse estos grandes terremotos? Una lectura de la distribución de los grandes terremotos que han ocurrido en la península Ibérica (Martínez Solares, 2011) muestra que en los tiempos históricos (600 años) ninguna falla ha repetido terremoto de gran magnitud y que muchas fallas asociadas o no a sismicidad moderada no han producido ninguno. Esto es debido a que, dado el contexto geodinámico de la península, las tasas de deslizamiento de las fallas son bajas y, como consecuencia, la duración de los ciclos sísmicos es superior al millar de años y en las fallas más alejadas del límite de placas África-Europa pueden alcanzar duraciones del orden de entre 10^4 - 10^5 años.

Ello indica que deben considerarse todas las fallas con longitudes capaces de producir terremotos de gran magnitud y orientadas favorablemente respecto del campo de esfuerzos actual, para que se produzca deslizamiento a lo largo de las mismas. Hay que estudiar estas fallas paleosismológicamente con el fin de averiguar si han producido grandes terremotos en el pasado inmediato y, por consiguiente, si son capaces de producir grandes terremotos en el futuro. Los datos que se obtengan han de tenerse en cuenta para el establecimiento de la peligrosidad (amenaza) sísmica.

CONSIDERACIONES FINALES

La península Ibérica está caracterizada por una sismicidad baja a moderada, con terremotos de pequeña magnitud, aunque ocasionalmente pueden producirse terremotos de consecuencias catastróficas con una magnitud máxima alrededor de 7,0. En el contexto de la península Ibérica, se consideran grandes terremotos los comprendidos entre 6,0 y alrededor de 7,0. Un caso diferente es el de la zona oceánica situada en el Atlántico, frente a la costa sudoccidental de la península, en la que se produjo en el año 1755 el terremoto de Lisboa, de magnitud estimada 8,5, pero que no es objeto de este estudio.

Los terremotos ocurridos en la península Ibérica son producidos por varias fallas activas que, en su mayoría, se sitúan en la Cordillera Bética, en las proximidades del límite de placas entre África y Eurasia. Pero también existen fallas activas en el resto de dominios geológicos de la península, como los Pirineos, la Cordillera Ibérica, la Cadena Costero-Catalana y Sierras Transversales o el Macizo Ibérico.

En su mayoría son fallas de apenas unas decenas de kilómetros de longitud, aunque existen algunos casos de fallas con una longitud superior a los 100 km. En estos casos no debe descartarse una ruptura de la totalidad de la falla, que produciría un terremoto con una magnitud alrededor de 7. Son necesarios más estudios para conocer cuál es la magnitud máxima que pueden producir estas fallas.

La actividad sísmica de las fallas de la península es producida por fallas lentas, con velocidades de apenas unas décimas de milímetro al año (p.e. la falla de San Andrés, en California, tiene una velocidad de 26 mm/a). Por tanto, en la península los grandes terremotos ocurren en un mismo segmento de falla con periodos de recurrencia de varios miles de años.

Sin embargo, a pesar de estos largos periodos de recurrencia hay que tener en cuenta dos hechos que ponen de manifiesto la necesidad de estudiar estas fallas lentas. Por una parte, la península Ibérica se sitúa en un límite de placas difuso, donde los 4-5 mm/año de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática no se concentran en una única falla activa sino que se reparten en multitud de fallas. Por tanto, aunque los periodos de recurrencia para un único segmento de falla sean de varios miles de años, al existir muchas fallas activas, el periodo de recurrencia de grandes terremotos en el conjunto de toda la península es mucho menor, de apenas un centenar de años para terremotos con consecuencias catastróficas. Eso explica que en los últimos 500 años de registro histórico e instrumental se hayan producido terremotos con un gran número de víctimas como los de Baza en 1531 (casi 400 muertos), Vera en 1518 (165 muertos), Torre Vieja en 1829 (389 muertos) o Alhama de Granada en 1884 (casi 1000 muertos).

Por otra parte, algunas de las fallas activas de la península se sitúan bajo o muy próximas a núcleos de población, por lo que terremotos con una relativamente pequeña magnitud pueden tener consecuencias catastróficas. Éste es el caso de los terremotos de Albolote (Granada), que en 1956 ocasionó 11 víctimas mortales, o el reciente terremoto de Lorca ocurrido en mayo de 2011, que ha causado 9 muertos, a pesar de que ambos terremotos tuvieron una relativa baja magnitud (5,0 en el caso de Albolote y 5,2 en el caso de Lorca).

En definitiva, aunque la península Ibérica no se sitúe en una de las zonas sísmicamente más activas del planeta, tiene una peligrosidad sísmica significativa. Para mitigar esta peligrosidad es necesario conocer mejor las fallas activas de la península, sus velocidades, y los periodos de recurrencia de grandes terremotos.

AGRADECIMIENTOS

La investigación está financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación-FEDER (proyectos CGL2009-13390, CGL2011-30153-Co2-2, CGL2010-21048), los proyectos Topo-Iberia Consolider-Ingenio (CSD2006-00041), Po9-RNM-5388, el Gobierno de Aragón (grupo de investigación consolidado Geotransfer), y el grupo RNM-370 de la Junta de Andalucía.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A. y Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 151-163.
- Carreño, E. y Valero, J.F. (2011). Sismicidad de la Península Ibérica en el período instrumental: 1985-2011. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 289-295.
- García-Mayordomo, J. (2011). La Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (QAFI). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 375-377.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. y the QAFI Compilers Working Group. The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, en prensa.
- Gràcia, E., Vizcaini, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallàs, R., García-Orellana, J., Lebreiro, S. y Goldfinger, C. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29.9-10, 1156-1172.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 762-786.
- IGME (en prensa). QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "DATE", from IGME web site: <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/>.
- Insua, J.M. y Martín-González, F. (2010). *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica*. (Eds. J.M. Insua y F. Martín-González). I Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Sigüenza (Guadalajara).
- Martínez-Solares, J.M. (2011). Sismicidad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos en España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 296-304.
- Masana, E y Santanach, P, eds. (2001). Paleoseismology in Spain. *Acta Geol. Hispanica*, 36.3-4, 193- 354.
- Martínez Díaz, J.J. (2011). El terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011: Características geológicas de un terremoto pequeño pero catastrófico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 362-364.
- Martínez Díaz, Masana y Rodríguez Pascua, eds., (2012). Active faults of the Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology* (en prensa).
- Masana, E., Rodríguez Pascua, M.A. y Martínez Díaz, J.J. (2011). Los paleoterremotos: estudiando el pasado para entender el futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 305-316.
- 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*. Ed. , Granada. 287 p.
- Vera, J.A. (editor) (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2012). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38, 133-152.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin Of the Seismological Society of America*, 84, 1-24. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 28 de junio de 2011 y aceptado definitivamente para su publicación el 22 de septiembre de 2011.