

Los paleoterremotos: estudiando el pasado para entender el futuro

Paleoearthquakes: past as a key to understand future

EULÀLIA MASANA¹, MIGUEL A. RODRÍGUEZ PASCUA² Y JOSÉ J. MARTÍNEZ DÍAZ³

¹ Dpto. Geodinàmica i Geofísica. Universidad de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. Barcelona 08028. E-mail: eulalia.masana@ub.edu

² IGME – Instituto Geológico y Minero de España. Grupo de Trabajo de Geología del Cuaternario y Geomorfología. C/Ríos Rosas 23, Madrid, 28003. España. E-mail: ma.rodriguez@igme.es

³ Dpto. Geodinàmica, Universidad Complutense de Madrid, Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC) C/Jose A. Novais 15 28040 Madrid, Spain. E-mail: jmdiaz@geo.ucm.es

Resumen Las fallas activas suelen funcionar de forma cíclica, acumulando esfuerzo durante centenares o miles de años (periodo intersísmico) y liberándolo bruscamente (periodo cosísmico, que equivale a un terremoto importante). Los estudios de peligrosidad sísmica se han basado, hasta hace poco, en datos sísmicos instrumentales e históricos que, a menudo, abarcan un periodo demasiado corto en la actividad de una falla. En ocasiones, estos estudios han infravalorado la peligrosidad sísmica de una región al utilizar sólo una parte (registro histórico e instrumental) de la sismicidad, sin tener en cuenta la ocurrida en el periodo prehistórico. La tectónica activa y la paleosismología, que estudian respectivamente la tectónica más reciente y la secuencia de terremotos prehistóricos generada por una falla, constituyen herramientas complementarias que permiten estudiar periodos de tiempo mucho más largos que abarcan uno o varios ciclos sísmicos. Su aportación es especialmente interesante donde se tiene poca información histórica o donde las fallas deslizan lentamente (con ciclos sísmicos largos) y pueden haber permanecido silenciosas durante el periodo histórico. El análisis paleosísmico requiere de un estudio de tectónica activa previo, basado sobre todo en un análisis geomorfológico que permita detectar las fallas más activas. La Paleosismología se centra en los efectos sobre el terreno del terremoto en la zona de falla (estructuras primarias), pero también en otros efectos producidos fuera de la zona de falla como son las estructuras de licuefacción. El análisis de la zona de falla se centra en el estudio de las modificaciones de la superficie del terreno asociadas al movimiento de la misma y en el estudio en trincheras de los procesos de erosión y sedimentación activados por pulsos tectónicos. Estos estudios, permiten obtener algunos parámetros sísmicos como son: magnitud máxima esperable, período de recurrencia, salto por evento, tiempo desde el último terremoto, geometría de la falla sismogénica, y velocidad de deslizamiento. En la Península Ibérica, la Paleosismología es una disciplina emergente que está aportando en los últimos años datos muy valiosos sobre sus fallas más activas. Los primeros resultados paleosísmicos han permitido reconocer en algunas fallas capacidad para producir terremotos de una magnitud máxima entre 6.7 (por ejemplo la falla de El Camp en Tarragona) y 7.6 (como por ejemplo la falla de Carboneras, en Almería), y con periodos de recurrencia de varios miles de años.

Palabras clave: Falla activa, geología, paleosismología, peligrosidad sísmica, península Ibérica, terremoto.

Abstract *Seismic hazard analysis has been traditionally based on instrumental and historical seismicity data. This information often lasts for less than a complete seismic cycle and, therefore, is not enough to describe the seismic nature of a specific seismogenic fault. For this reason, neotectonics and paleoseismology, which respectively focus on the most recent activity of faults and on the individual earthquakes generated by them, are complementary tools that provide information about longer periods of time and, thus, cover complete seismic cycles in most of the cases. This is especially important in areas where little historical information is available or where active faults move slowly and may have remained silent within the historical period. Paleoseismic analysis needs a previous neotectonic study to select the most active faults, and is strongly based on geomorphology. Paleoseismology can focus on the fault area itself and look for primary and secondary evidence. The near-fault analysis covers the surface that may have been*

modified by the fault activity and the subsurface (trenching) where the erosion and depositional processes may be related to tectonic pulses (earthquakes). Maximum magnitude, recurrence period, slip per event, elapsed time since the last earthquake, geometry of the seismogenic fault and slip-rate can be obtained by this approach. Secondary evidence, such as liquefaction, is also useful to characterize the shaking undergone by an area. In the Iberian Peninsula paleoseismology has provided, in recent times, valuable results concerning the most active faults. Some of these faults have been recognized to be capable of producing earthquakes of magnitudes between 6.7 (for example the El Camp fault, in Tarragona) and 7.6 (for example the Carboneras fault in Almeria), with recurrence periods of thousands of years.

Keywords: Active fault, geology, paleoseismology, seismic hazard, Iberian peninsula, earthquake.

INTRODUCCIÓN: ¿POR QUÉ ES INTERESANTE ESTUDIAR TERREMOTOS PREHISTÓRICOS?

Fig. 1. El ciclo sísmico. Superior Izquierdo: Modelo analógico que muestra el comportamiento de una falla: acumula esfuerzo hasta superar el rozamiento y produce un movimiento brusco. Superior derecho: Gráficos esfuerzo-tiempo y desplazamiento de la falla-tiempo que muestran el comportamiento cíclico de las fallas, con acumulación de esfuerzo y energía elástica (deformación recuperable) durante el largo período intersísmico, y liberación de esfuerzo y desplazamiento de la falla durante el cortísimo período cosísmico (terremoto). Inferior: esquema sin escala que ilustra las diferentes fases en el período cosísmico.

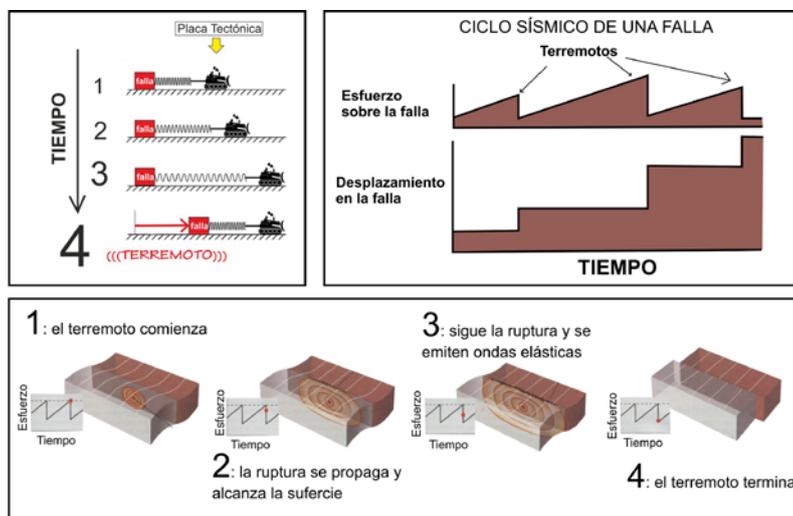
Los seres humanos seguimos teniendo a menudo una visión antropocéntrica del mundo. Si algo no ocurre ante nosotros durante un periodo de tiempo a escala humana, tendemos a pensar que ya no ocurrirá. Nos resulta cómodo pensar que nuestra ventana temporal de observación es suficiente para entender lo que ocurre o lo que no ocurre a nuestro alrededor, y esto aplicado a la ocurrencia de grandes terremotos ha condicionado de forma importante nuestra manera de entender la peligrosidad sísmica. Si en 100 años de registro instrumental o incluso en 2000 años de registro histórico no han ocurrido terremotos en una determinada zona, intuitivamente pensamos que esa zona no es sísmicamente activa. Sin embargo, en la ciencia, como en otros órdenes de la vida, si queremos entender un proceso debemos adaptar nuestra observación al ritmo de ocurrencia de ese proceso y no a nuestro propio ritmo de observación. En caso contrario podemos llegar a conclusiones simplistas e incorrectas.

Cada año ocurren varios terremotos catastróficos en el mundo. Podemos medir con precisión las características de estos terremotos. Pero, ¿qué sabemos sobre su posible futura "repetición", sobre dónde se producirá el próximo o qué magnitud tendrá?

Hasta hace poco se ha buscado la respuesta en estudios estadísticos basados en los datos de sismicidad históricos o registrados con instrumentos. Según estos estudios las zonas que han experimentado más terremotos son las más proclives a volverlo a hacer, lo que responde bien a una realidad intuitiva. Los resultados, sin embargo, plantean problemas. Por ejemplo, ¿por qué se producen terremotos en zonas donde no se había registrado otro igual antes? Basándonos en los estudios estadísticos antes mencionados, estas zonas no serían peligrosas. En cambio en algunos casos han demostrado serlo, como en el caso de los terremotos de Bam en Irán en 2003 (30000 muertos), de Muzaffarabad en Pakistán en 2005 (75000 muertos) o Wenchuan en China en 2008 (70000 muertos).

Es evidente, pues, que se requiere un completo conocimiento del fenómeno sísmico para poder predecirlo con mejor precisión. A pesar de que este conocimiento no está aun completamente a nuestro alcance, sí conocemos algunos aspectos clave. Por ejemplo, sabemos que los terremotos se producen por el deslizamiento brusco de una falla. La ruptura se inicia a cierta profundidad y se expande a lo largo del plano de falla. Algunas veces, cuando el sismo libera suficiente energía ($M_w > 6$), la ruptura llega a modificar la superficie del terreno (a romperla incluso). Esta relación falla-terremoto se reveló de forma definitiva durante el terremoto de San Francisco (1906) cuando la falla de San Andrés rompió la superficie en el casco urbano, demostrando a sus habitantes la naturaleza violenta de una falla. Después de este terremoto, y por primera vez, se realizó una cartografía detallada de su ruptura en superficie (Lawson, 1908). A lo largo de sus 477 km de longitud se observó una gran variedad de estructuras que mostraban un movimiento lateral mayoritariamente dextrógiro de la falla. Quedó clara la importancia de entender las fallas sísmogénicas (fuente sísmica) para definir con precisión el fenómeno sísmico.

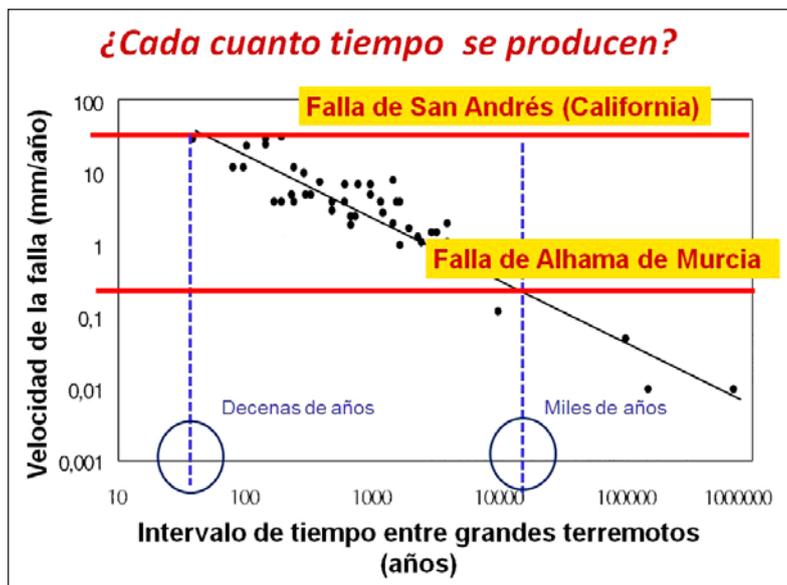
Reid (1910), a partir de la experiencia del terremoto de San Francisco, propuso que algunas fallas siguen un ciclo de acumulación de esfuerzo (período intersísmico) y relajación del mismo de forma brusca (período cosísmico) (Fig. 1). Durante el período inter-



sísmico, en la zona de falla se acumula deformación elástica, recuperable, mientras que durante el cosísmico se produce la ruptura (el terremoto), con deformación permanente. Aunque se han observado desviaciones en el comportamiento de fallas respecto a dicho modelo la idea de **ciclo sísmico** se sigue considerando para explicar el comportamiento de las fallas sismogénicas.

Esto hace patente la necesidad de conocer, al menos, un ciclo sísmico para caracterizar el potencial sísmico de una falla. Este ciclo sísmico puede ser de pocos años pero también puede llegar a ser de hasta decenas de miles de años. Por este motivo, en ocasiones ocurren terremotos importantes en lugares del planeta donde no se habían registrado con anterioridad. En esos casos, la información sísmica previa no correspondía a un ciclo sísmico completo. Se hace, entonces, imprescindible observar periodos de tiempo más largos. En la figura 2 se muestra como el ciclo sísmico, equivalente aquí a la recurrencia media entre terremotos, está inversamente relacionada con la velocidad de deslizamiento de la falla: a más velocidad, menor es el ciclo sísmico o la recurrencia. Esto hace de la falla de San Andrés (muy rápida al constituir un límite entre placas litosféricas) una falla que produce terremotos grandes más a menudo que la falla de Alhama de Murcia, mucho más lenta. Aun así es importante recordar que ambas son capaces de producirlos.

Se abre con todo ello otro gran interrogante: si pueden ocurrir terremotos allí donde no hemos registrado ninguno históricamente, ¿cómo sabemos dónde hay peligro sísmico? En el mejor de los casos la ocurrencia de un terremoto catastrófico histórico nos alerta de la presencia de una falla sismogénica. Pero ¿cómo detectamos las fallas sismogénicas que puedan encontrarse a finales de un ciclo sísmico más largo que el periodo histórico y, por tanto, no han producido ningún sismo durante la ventana de observación temporal histórica? Este problema es especialmente importante en dos situaciones: allí donde los ciclos sísmicos son largos (caso de la Península Ibérica) y allí donde la información histórica



es corta (por ejemplo en Nueva Zelanda o en California). En estos casos es imprescindible buscar en el registro geológico fuentes de información adicionales al catálogo sísmico histórico para caracterizar, de forma realista, la peligrosidad sísmica.

El estudio del registro geológico es clave porque permite analizar periodos de tiempo mucho más largos que el histórico (Fig. 3). La tectónica activa (neotectónica) es una disciplina que centra su interés en el estudio de las fallas activas (fallas que han tenido un movimiento reciente). La paleosismología estudia los paleoterremotos a partir del registro geológico (McCalpin, 2009). En este artículo explicamos cómo detectar fallas sismogénicas aunque no hayan generado terremotos históricos y cómo caracterizar su potencial sísmico mediante técnicas geológicas.

Fig. 2. Relación entre la velocidad de deslizamiento de una falla y el intervalo de tiempo entre grandes terremotos (recurrencia y ciclo sísmico). La figura muestra como la relación es inversamente proporcional. La falla de San Andrés, muy veloz, produce terremotos grandes más a menudo que la falla de Alhama de Murcia, mucho más lenta.

¿CÓMO DETECTAR FALLAS ACTIVAS? MÉTODOS DE TRABAJO

El primer reto para caracterizar el potencial sísmico de una región es detectar sus posibles fuentes sísmicas: es decir aquellas fallas capaces de produ-

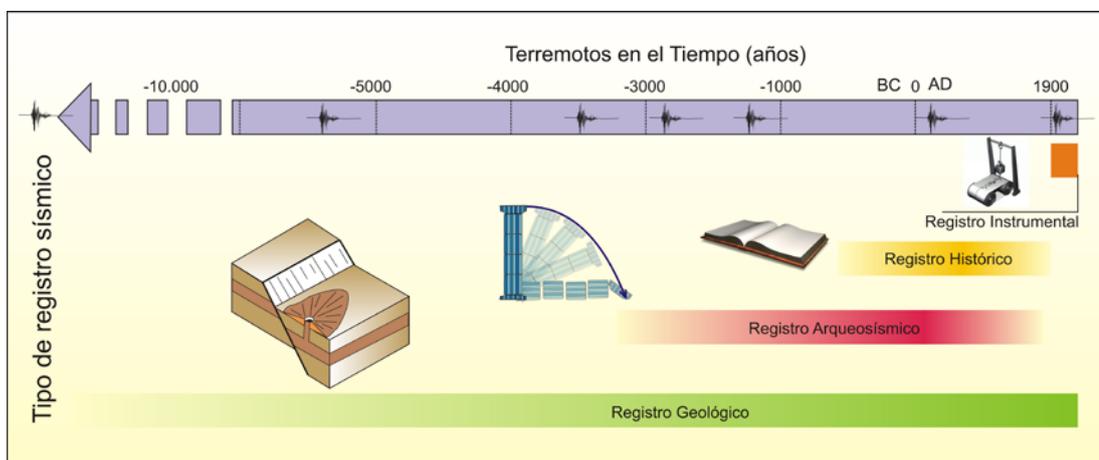


Fig. 3. Escala de tiempo que abarcan las diferentes fuentes de información sobre sismicidad. De menor a mayor duración: registro instrumental, histórico, arqueológico y geológico.



Fig. 4. Ruptura en superficie (escarpe de falla) producida durante el terremoto de Cucapah (Méjico, 2010, Mw 7.1). Obsérvese que el terreno no se ha dislocado solamente en sentido vertical sino también en sentido direccional dextrógiro (el bloque levantado se ha deslizado también hacia la derecha de la fotografía).

Fig. 5. Escarpe de falla degradado a lo largo del tiempo en la falla de El Camp (Tarragona). Esta falla tiene una velocidad de deslizamiento muy lenta (del orden de 0.02 mm/año) y, por tanto, los agentes exógenos lo han degradado y suavizado mucho.



cir terremotos dañinos (fallas sismogénicas). Los estudios paleosísmicos de detalle son muy costosos y no tiene sentido efectuarlos en todas las fallas de una región. Esto hace necesario seleccionar solo aquellas fallas con evidencias de actividad reciente (en el Cuaternario, o en un período incluso más reciente): las fallas activas. Una vez seleccionadas, en cada una de ellas se debe realizar un estudio paleosísmico de detalle para definir sus parámetros sísmicos: (1) posición y geometría de la falla, (2) velocidad promedio a la que se mueve, (3) salto máximo que se produce durante un terremoto, (4) magnitud máxima esperable, (5), duración del periodo intersísmico (recurrencia media) y, (6) tiempo transcurrido desde el último terremoto (Pantosti y Yeats, 1993).

Detectar las fallas activas: tectónica activa

El deslizamiento de las fallas activas modifica episódicamente la superficie del terreno creando anomalías que posteriormente son suavizadas por los agentes geológicos externos, a través de procesos de erosión y sedimentación. Estos cambios del terreno permiten utilizar el análisis geomorfológico como herramienta para estimar la actividad de las

fallas activas de una región.

El movimiento brusco de una falla (causa de un terremoto) puede dar lugar, por ejemplo, a una dislocación de la superficie en forma de escalón (escarpe de falla) a lo largo de la traza de la falla. La figura 4 muestra el escalón producido durante el terremoto de Cucapah (Méjico, 2010, Mw=7.1) por la falla de Borrego, de componente vertical y dextral. Esta dislocación es muy angulosa ya que es muy reciente, pero con el paso del tiempo irá suavizándose a través de varios procesos de degradación (p.e. caídas por gravedad o erosión en medio acuoso) (Fig. 5). Este efecto también se observa en fallas que acumulan muchos terremotos (frentes montañosos). La sucesión de terremotos en una falla produce, a lo largo del tiempo geológico, un frente montañoso. Cuando la actividad de la falla es baja suele producir un frente suave y sinuoso mientras que si la falla es muy activa, su frente suele ser mucho más rectilíneo y las formas suelen ser más angulosas. La red de drenaje también suele dar pistas sobre la actividad de la falla. Como los canales tienden a recuperar su equilibrio anterior, en fallas muy activas que rejuvenecen el relieve constantemente, estos son normalmente ortogonales a la falla, muy encajados, largos y estrechos (no dedican energía a capturar cuencas vecinas sino a recuperar su perfil longitudinal de equilibrio). En fallas de movimiento lateral las anomalías geomorfológicas son más evidentes en planta. La anomalía más común en este tipo de fallas es la dislocación en cursos de drenaje que atraviesan la falla (Fig. 6). Un ejemplo similar, que aparece en numerosos libros de texto, es el de la falla de San Andrés, en la zona de Carrizo, que produce un desplazamiento de Wallace Creek. En la tabla I de Alfaro et al. (2007) se incluyen las coordenadas para observar esta zona con Google Earth.

Estudiar paleoterremotos: paleosismología

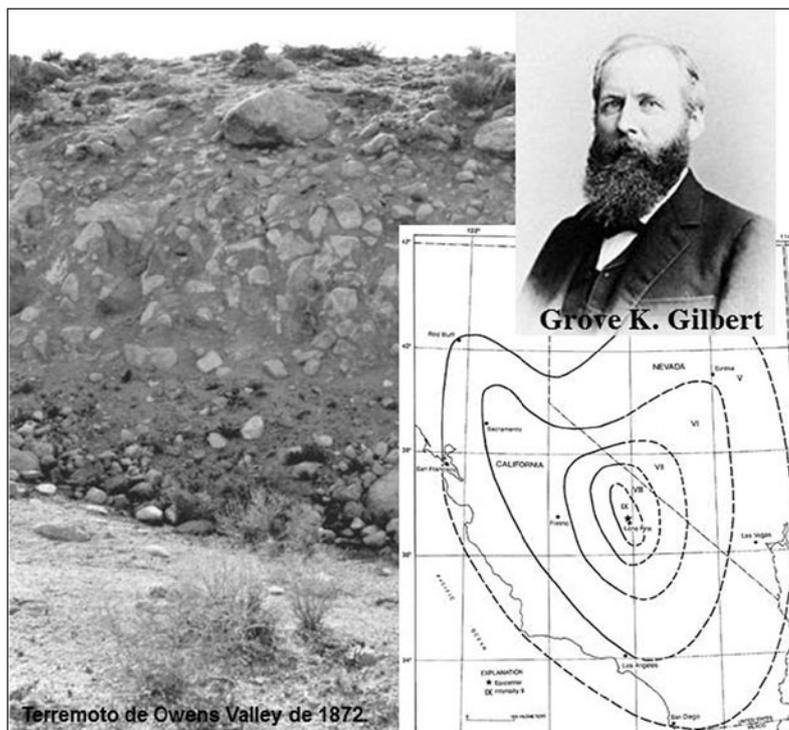
Aunque la paleosismología es una ciencia relativamente joven, observaciones paleosísmicas fueron ya realizadas por pioneros de la geología



Fig. 6. Dislocación de un drenaje debido al movimiento lateral de una falla activa en Salar Grande (Atacama, Chile).

moderna como Charles Lyell o Charles R. Darwin a comienzos del siglo XIX. En el caso particular de Darwin, su faceta de geólogo ha sido analizada en varios trabajos (Sequeiros, 1996; King y Kennet, 2010). En relación con la paleosismología y la tectónica activa, es sorprendente la descripción e interpretación que Darwin realizó sobre los efectos del gran terremoto de Chile de 1835 que destruyó ciudades como Concepción o Talcahuano y que él vivió en persona durante sus viajes por la Isla de Chiloé y alrededores (Darwin, 1945). En el extracto que se muestra en la figura 7 puede apreciarse como Darwin, aplicando la observación de los efectos del terremoto en el levantamiento de la costa y, extrapolando en el tiempo, ofrece la que probablemente es la primera descripción de lo que denominamos recurrencia paleosísmica. Por otra parte, una de las primeras observaciones directas de ruptura superficial de una falla asociada a un terremoto conocido se debe a Grove K. Gilbert que, en 1884, publicó el estudio de la ruptura superficial generada por el terremoto de Owens Valley (EEUU) de 1872 (Fig. 8). McKay (1886) y Koto (1893) hicieron algo parecido con grandes terremotos ocurridos en Nueva Zelanda y Japón a finales del siglo XIX. Sin embargo no es hasta finales de los años 70 y comienzos de los 80 del s. XX cuando los estudios paleosísmicos comenzaron a aplicarse de forma premeditada y directa sobre fallas concretas a través de la excavación de trincheras.

El análisis paleosísmico requiere, por un lado, de datos que se encuentran en la superficie del terreno en la zona alrededor de la falla (geomorfología) y, por otro, de datos del subsuelo que se obtienen en excavaciones realizadas a través de la propia zona de falla (trincheras). Las trincheras se excavan de forma artificial en localidades muy determinadas y, por tanto, requieren de un estudio previo muy com-



pleto que abarca varios pasos. La figura 9 muestra un diagrama de flujo indicando todos esos pasos. A continuación se explican tres de las etapas más importantes: (1) el estudio geomorfológico de la zona de falla, (2) el trabajo en las trincheras y (3) la datación de los materiales para conocer la edad de los paleoterremotos.

Fig. 8. Escarpe superficial que el geólogo G.K. Gilbert (1884) identificó en el terreno tras la ocurrencia del terremoto de Owens Valley en California en 1872.

Etapa 1: geomorfología de la zona de falla

El estudio previo geomorfológico de la zona de falla tiene un gran valor ya que ayuda a seleccionar la ubicación idónea de las trincheras. De la misma forma que la geomorfología permite deducir cuáles son las fallas más activas de una región, también aporta



Fig. 7. Extracto de las descripciones que realizó Darwin de sus observaciones de los efectos del terremoto de Chile de 1835 publicadas en su libro "Viaje de un Naturalista Alrededor del Mundo".

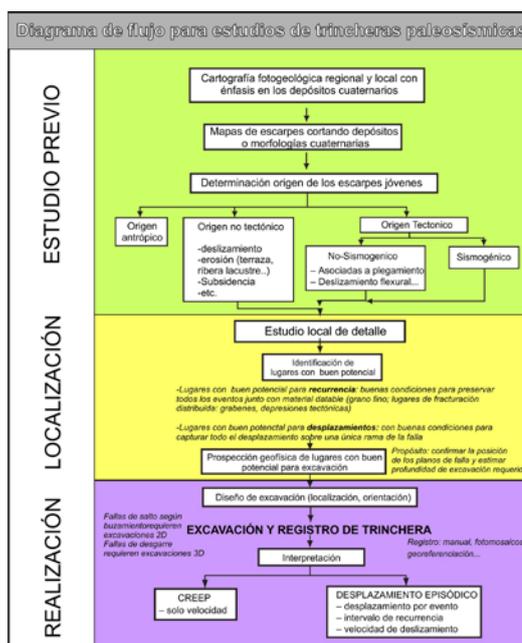


Fig. 9. Diagrama de flujo que indica los pasos a seguir en un estudio paleosísmico.

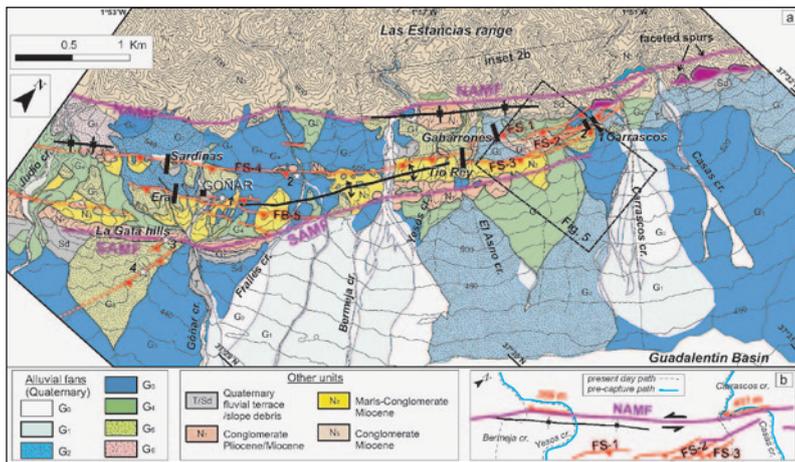


Fig. 10. Cartografía geomorfológica previa a un análisis paleosísmico en la zona de Goñar, terminación meridional de la falla de Alhama de Murcia. En la figura se indican también la posición de las trincheras que se estudiaron posteriormente (Ortuño et al., 2012)

información detallada sobre su comportamiento. Así, por ejemplo, podemos investigar el tipo de falla, porque una falla direccional disloca el terreno de forma muy diferente a una falla normal o inversa. Un movimiento de desgarre produce poco desnivel entre ambos lados de la falla mientras que un movimiento normal o inverso crea un claro desnivel. También podemos obtener información sobre el carácter recurrente del movimiento de la falla. Por ejemplo, podemos observar evidencias de movimientos anteriores al más reciente si la forma del escarpe de falla tiene cambios bruscos de pendiente: el movimiento más reciente (escalón fresco) puede estar superpuesto a un escarpe degradado más antiguo.

El estudio geomorfológico de detalle, que incluye la cartografía y datación de las unidades más recientes, es imprescindible para seleccionar la posición idónea de una trinchera. Este estudio pretende deducir la última parte de la historia de la falla y, por tanto, es necesario excavar en los sedimentos más recientes que hay que tener, previamente, bien localizados. La figura 10 muestra uno de estos estudios realizados en la terminación meridional de la falla de Alhama de Murcia, responsable del terremoto de Lorca de 2011 (Martínez-Díaz, 2011). La excavación debe evitar zonas con una tasa de sedimentación demasiado elevada porque las evidencias de los terremotos prehistóricos podrían

Fig. 11. Trincheras en la falla de El Salvador. Al fondo el volcán San Vicente.



estar a una profundidad superior a 3 o 4 m, límite más usual en la mayor parte de excavaciones, debido a motivos técnicos y de seguridad. Finalmente, como es obvio, la trinchera, de apenas unas pocas decenas de metros de longitud, debe cortar la falla. Esto requiere conocer, con precisión, el trazado de la falla, lo que se consigue mediante un estudio previo de detalle geológico y geomorfológico. En la figura 11 se aprecia un ejemplo en el que el estudio geomorfológico permitió identificar una loma que se interpretó como resultado del movimiento de una falla. La línea roja en la figura muestra el cambio de pendiente donde la morfología hacía suponer que estaría la falla. Para contrastar esta hipótesis se realizó una pequeña cata desde la parte superior de la loma, que reveló la falla en el punto marcado por la flecha blanca.

Etapa 2: trabajando en las Trincheras

Las trincheras (Fig. 12) se excavan, en general, perpendicularmente a la falla. Su objetivo es desvelar las relaciones entre los terremotos y los procesos de erosión y sedimentación. El análisis se realiza sobre un corte geológico a escala normalmente 1:20 que se dibuja con la ayuda de un mosaico construido con fotografías parciales de cada pared. Se toman después de un intenso proceso de limpieza y de la instalación de una malla de referencia de 1x1 m o de más detalle. Es importante recalcar que la fotografía por sí sola no aporta suficiente información para el análisis y es necesario hacerlo en la propia trinchera, con la fotografía como referencia. Con la ayuda de la malla y marcando con chinchetas de colores aquellos estratos y fallas que evidencian paleoterremotos, se dibuja cuadro a cuadro la estructura. Posteriormente, en trabajo de gabinete se digitaliza el registro sedimentario y de estructuras. El corte geológico (Fig. 13) incluye la delimitación y



Fig. 12. El trabajo en una trinchera es laborioso y requiere detalle. La trinchera normalmente debe ser cerrada en unas pocas semanas y, por tanto, debe tomarse un registro muy detallado de los datos observados ya que se perderá el acceso directo. Las paredes se cubren con una malla regular, se fotografían y se dibujan con referencia a dicha malla sobre un mosaico fotográfico restituído.

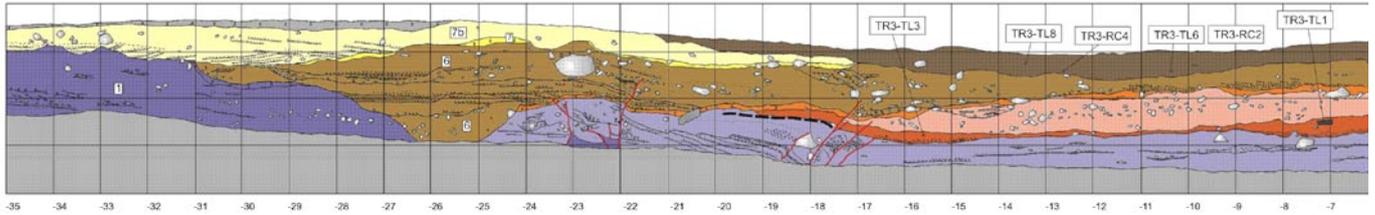


Fig. 13. Corte geológico levantado en una pared de la trinchera excavada a través de la falla de Alhama de Murcia en la localidad de El Saltador (Martínez Díaz et al., 2001, Masana et al., 2004)

descripción de: 1) las diferentes unidades sedimentarias expuestas en la trinchera y 2) las estructuras de deformación, así como 3) la posición de las muestras recogidas para análisis posterior, a menudo para datar las unidades. La interpretación de los diferentes acontecimientos sísmicos se realiza de acuerdo con este perfil geológico que, a menudo, requiere un análisis de retrodeformación de cada acontecimiento (Fig. 14), que evidencie la cantidad de deformación producida por cada paleoterremoto.

Etapa 3: datar

La detección de evidencias de paleoterremotos indica el carácter sismogénico de una falla. Sin embargo, para obtener parámetros como la recurrencia, el tiempo transcurrido desde el último terremoto o la velocidad de deslizamiento media de la falla, hace falta datar las unidades afectadas por la deformación o las no deformadas (las que sellan la deformación). Ésta es una parte compleja del proceso ya que, a pesar de que se han desarrollado diversos métodos de datación en las últimas décadas, es difícil encontrar muestras susceptibles de ser datadas. Entre los métodos más usados destaca el ¹⁴C que permite datar muestras orgánicas como carbón, el U/Th que permite datar carbonatos depositados en un medio acuoso, la termoluminiscencia y la luminiscencia estimulada ópticamente, que permiten datar el tiempo transcurrido desde que la muestra

fue expuesta a la luz (o a altas temperaturas), y los isótopos cosmogénicos que permiten datar el tiempo de exposición de una muestra a la radiación cósmica. Normalmente se hace necesario usar diversos de los métodos de datación numérica mencionados y a la vez correlacionarlo con el conocimiento geológico y de datación relativa de la región.

Evidencias paleosísmicas

Todos los rasgos que encontramos en una trinchera que nos indican que ocurrió un paleoterremoto se denominan evidencias paleosísmicas. Siguiendo la clasificación propuesta por McCalpin (1996), éstas pueden ser de tipo **morfológico**, si se trata de formas del relieve observadas en la superficie del terreno, o de tipo **estratigráfico** si se trata de relaciones de corte entre estratos de roca y fallas, o cambios en secuencias estratigráficas (Fig. 15). Otro nivel de clasificación que utilizaremos en este capítulo es el que se basa en la génesis de la misma. Se denominan **evidencias paleosísmicas primarias** a aquellas que han sido generadas directamente por el desplazamiento en la falla, mientras que se denominan **evidencias paleosísmicas secundarias** a aquellas que son producidas por la vibración asociada al terremoto.

Fig. 15. Tabla de clasificación de las evidencias de paleoterremotos, modificado de McCalpin (2009).

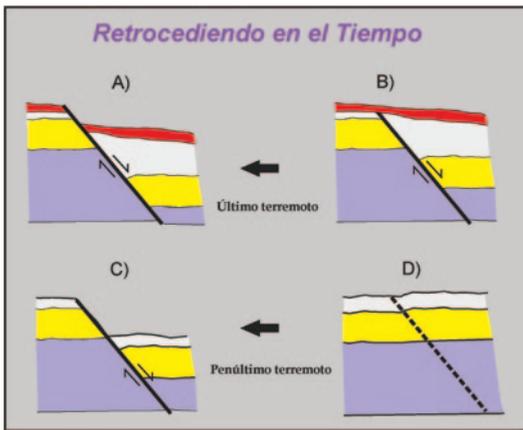


Fig. 14. Ejemplo esquemático de retrodeformación. Se parte del estadio inicial A) y se deshace la deformación sufrida por cada unidad estratigráfica hasta llegar a una situación no deformada. Con ello se pueden identificar el número de paleoterremotos que han afectado a cada capa. La estructura actual observada en la supuesta trinchera se muestra en A). De B) a D) se muestran los dos saltos de falla necesarios para deshacer la deformación.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS PRIMARIAS				
	SOBRE LA FALLA		FUERA DE LA ZONA DE FALLA	
	COSÍSMICOS	POSTSÍSMICOS	COSÍSMICOS	POSTSÍSMICOS
EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA	(1) -Escarpes de falla -Fisuras -Estrías -Plegues -Crestas de presión -Valles colgados, obturados o decapitados.	(2) -Caracteres de (1) generados por las réplicas. -Cuñas clásticas.	(3) -Superficies basculadas -líneas de costa elevadas -líneas de costa hundidas	(4) -Terrazas aluviales tectónicas. -Caracteres de (3) generados por réplicas -Reactivación erosiva fluvial en zonas levantadas. -Reactivación sedimentaria en zonas hundidas
EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA	(5) -Estratos fallados -Estratos plegados -Estratos rotados	(6) -Conos de deyección. -Rellenos de fisuras. -Discordancias (horizontes pre y post-evento). -Mineralizaciones por reactivación de surgencias termales.	(7) -Depósitos de tsunamis -secuencias de deslizamientos en lagos	(8) -Discordancias erosivas y depósitos inducidos por movimiento -Secuencias estratigráficas de sedimentación catastrófica. -Secuencias de colmatación brusca. -Cambios de direcciones de paleocorrientes. -Creación de nuevos ciclos de suelos en zonas hundidas.
ABUNDANCIA DE CARACTERES NO SÍSMICOS SEMEJANTES	Escasos	Escasos	Algunos	Comunes

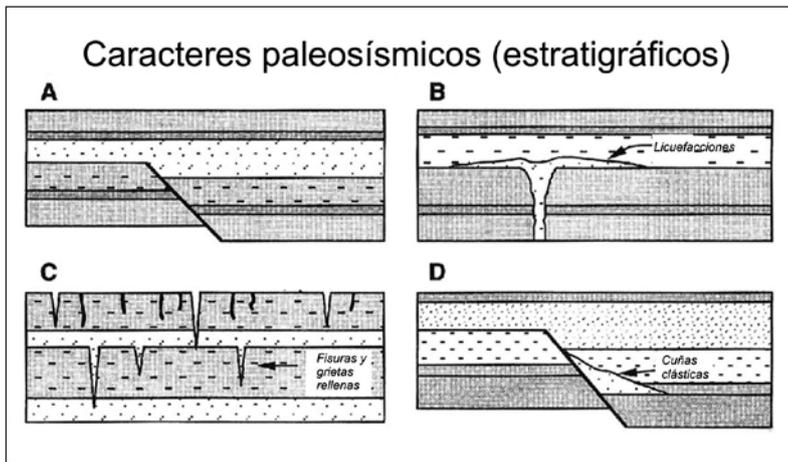


Fig. 16. Evidencias directas de un paleoterremoto observables en una trinchera. A: las unidades inferiores se encuentran afectadas por la falla y las superiores no. La deformación (paleoterremoto) se produjo entre la sedimentación de las unas y las otras. B: Volcán de arena fósil. C: grietas abiertas producto de la sacudida (paleoterremoto). D: Cuña clástica producto de la degradación del escarpe de falla generado por el movimiento brusco de la falla.

Como se aprecia en la figura 15 una de las mayores dificultades con la que se encuentra la paleosismología es que la mayor parte de las evidencias que pueden ser indicativas de terremotos, también pueden producirse por otros procesos geológicos que nada tienen que ver con la sismicidad. Por ejemplo, las terrazas suelen producirse asociadas a cambios climáticos pero también se pueden producir a causa de la dislocación vertical asociada al movimiento brusco de una falla. Por ello el paleosismólogo debe encontrar el mayor número posible de evidencias ya que solo, con la suma de ellas, podremos estar seguros de que lo que observamos fue producido por un paleoterremoto. En la figura 16 se muestra un esquema de las evidencias estratigráficas más comunes. Las dos evidencias más directas que pueden indicarnos un evento de ruptura generado por la falla son las discordancias asociadas a estratos no deformados que cubren otros deformados (Fig. 16 A), y las cuñas clásticas que son depósitos aluviales de carácter caótico adosados a la falla y que se producen por el colapso del escarpe producido en superficie por el terremoto (Fig. 16 D). En la figura 17 se muestra un caso real de una de esas discordancias que ha sido interpretada como producto de un paleoterremoto. En este caso, la datación del estrato pre-terremoto y del post-terremoto nos permite obtener un rango de edades dentro del cual se produjo el sismo.

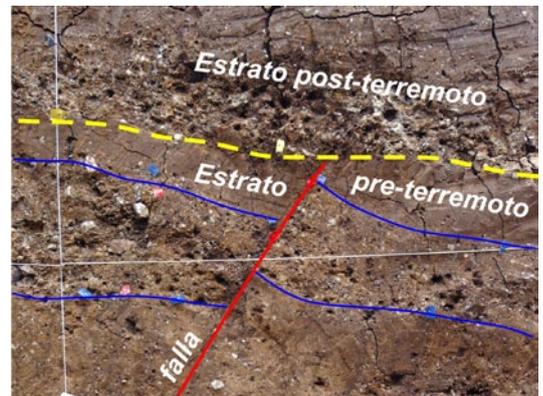


Fig. 17. Ejemplo de discordancia en una trinchera como evidencia de un paleoterremoto. El ancho de la zona fotografiada es de unos 60 cm.

Las evidencias paleosísmicas suelen ser algo distintas en función de si estamos ante paleoterremotos de falla normal, inversa o de desgarre. Los terremotos de falla de desgarre, como ya hemos mencionado, implican movimientos en la horizontal por lo que suelen afectar de forma espectacular a la red fluvial (Fig. 6). En este tipo de fallas es interesante hacer trincheras no solo perpendicularmente a la falla sino también paralelamente a ella, con el fin de poder medir el desplazamiento a partir de marcadores como pueden ser depósitos de canal cortados por la falla.

Las fallas normales e inversas son más fáciles de estudiar ya que suelen presentar un bloque claramente hundido en el que la estratigrafía y las posibles discordancias pueden favorecer la identificación de paleoterremotos.

La figura 18 muestra un ejemplo donde el movimiento vertical episódico de la falla, en este caso la falla de Alhama de Murcia, genera discordancias que definen eventos paleosísmicos. El terremoto llamado evento1 está fosilizado por el estrato de la unidad H, que cubre unos estratos plegados y fracturados (unidad "I") mientras que el movimiento de falla que generó un segundo evento (2), más moderno, plegó la unidad "C". Además, si nos fijamos en la trinchera completa (Fig. 13) este segundo evento generó una flexión de la superficie que se

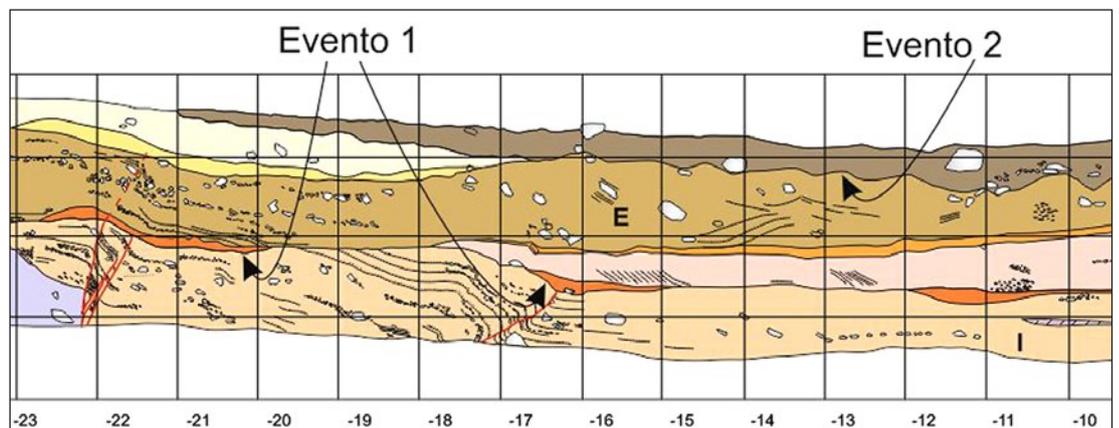


Fig. 18. Detalle del corte geológico en la trinchera de El Saltador donde se observa la evidencia de dos paleoterremotos (ver texto).

puede apreciar en el perfil de la topografía sobre la trinchera. Éste es un ejemplo interesante para apreciar como generalmente las fallas tienen varias ramas que van reactivándose. La mayoría de las veces aunque parezcan fallas distintas en el análisis en superficie, a varios kilómetros de profundidad, donde se inician las rupturas, estas ramas se unen en un único plano.

Una vez identificadas, dibujadas y medidas las evidencias paleosísmicas, se toman muestras de las unidades afectadas por los eventos y de las no afectadas y se datan en el laboratorio. Eso permite acotar si los resultados son de calidad, conocer la edad de esos terremotos y estimar la velocidad de movimiento de la falla.

Evidencias de efectos secundarios: las estructuras de licuefacción

Tal y como se ha comentado anteriormente, la paleosismología considera **efectos primarios** los que se producen en el plano de falla o cerca de éste, como la ruptura superficial de la falla. Pero los terremotos también producen otras evidencias en zonas más o menos alejadas de la falla, como la licuefacción, la apertura de grietas, los movimientos de ladera, que se denominan **efectos secundarios**. En este mismo volumen, Delgado (2011) trata con detalle dos de estas evidencias, la licuefacción y los movimientos de ladera. Una de estas evidencias, las **estructuras de licuefacción**, también son usadas habitualmente en los estudios de paleosismicidad (Fig. 19). Se trata de estructuras de deformación producidas en sedimentos no consolidados saturados en agua que, diversos autores, también denominan **sismitas**.

Uno de los requisitos indispensables para que se produzca la licuefacción es que el sedimento esté saturado en agua, por lo que se producen en medios sedimentarios acuosos (p.e. en lagos) o con el nivel freático muy superficial (p.e. en algunos medios fluviales). Probablemente, los sistemas lacustres son los que ofrecen mejores registros paleosísmicos. Además, suelen estar estratificados con una parte anóxica en la zona inferior, y permiten la excelente conservación de estructuras, ya que no se erosionan ni son alteradas por la bioturbación. Si los sedimentos lacustres contienen varvas anuales, permiten dataciones numéricas, por lo que, además de leer página a página el "catálogo sísmico", también se obtienen los números de las páginas y el año de edición. Por este motivo los lagos aportan una información tan completa que se han comparado a veces con un paleosismógrafo: registran en su columna estratigráfica todos los terremotos importantes que le hayan afectado, igual que le ocurriría a un sismógrafo (Fig. 20).

En estos ambientes sedimentarios con sedimentos no consolidados saturados en agua, cuando

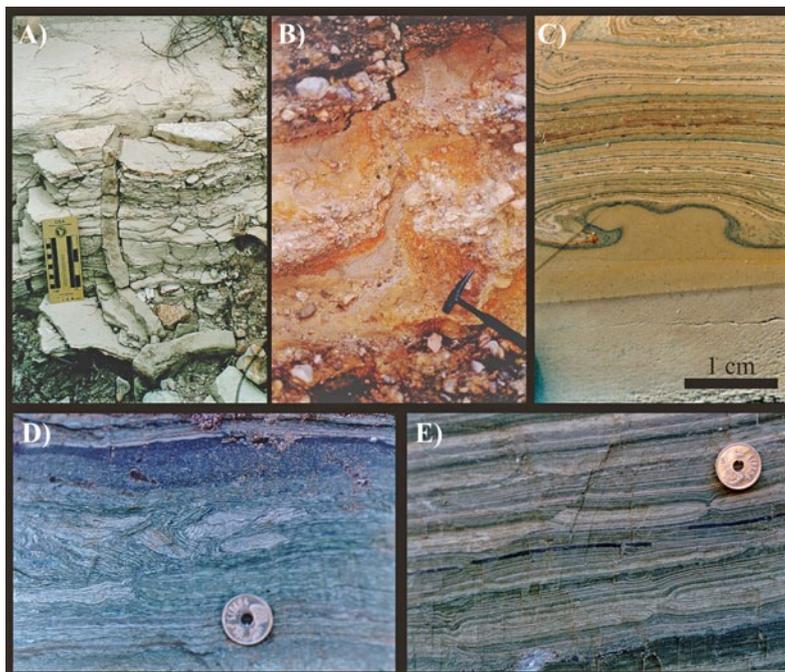


Fig. 19. Fotografías de afloramiento de sismitas en la cuencas neógenas lacustres del Prebético de Albacete: A) diques de arena (Cuenca de Camarillas); B) estructura de licuefacción en gravas (Cuenca de Híjar); C) estructura en champiñón intruyendo en varvas lacustres (Cuenca de Híjar); D) nivel de mezcla afectando a varvas lacustres (Cuenca de Híjar); y E) Loop-bedding afectando a varvas lacustres (Cuenca de Híjar).

ocurre un terremoto, la fábrica o estructura del sedimento queda desorganizada durante un espacio de tiempo muy corto (unos segundos) perdiéndose el contacto entre clastos como consecuencia de la llegada de las ondas sísmicas de cizalla cíclicas a la

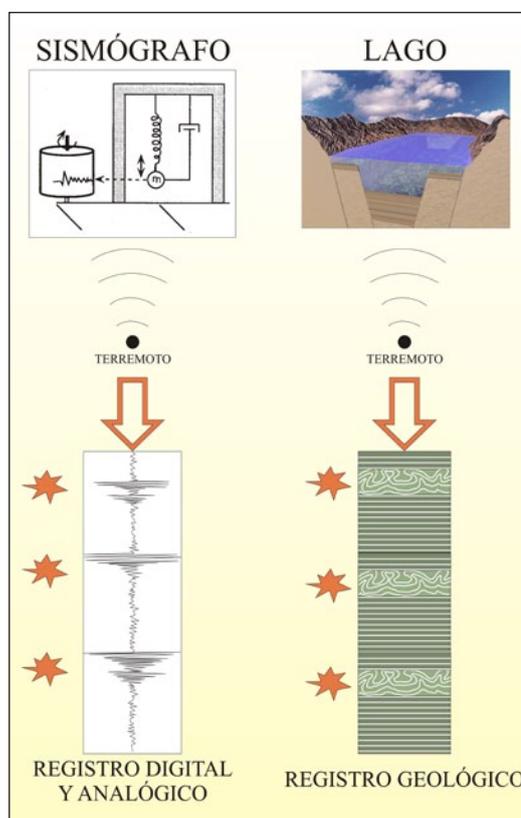


Fig. 20. El detalle del registro estratigráfico y la sensibilidad de sus sedimentos a los movimientos sísmicos, hacen de los sedimentos lacustres un excelente registrador de paleoterremotos, comparable a un sismógrafo pero con la ventaja de cubrir un tiempo mucho más amplio que el registro instrumental.

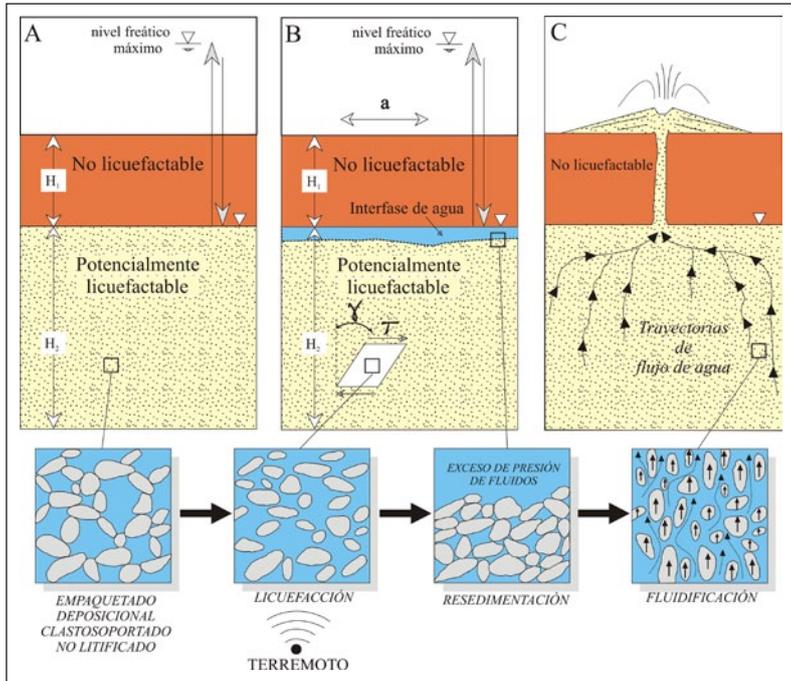


Fig. 21. El proceso de licuefacción.

superficie (Fig. 21). Al resedimentarse estos clastos la porosidad del sedimento se reduce y, por tanto, se produce un aumento de la presión intersticial y pérdida de agua. La presión intersticial puede seguir aumentando hasta que supera la presión confinante, produciéndose la extrusión brusca del agua que asciende hacia niveles superiores donde la presión es menor. El ascenso del agua arrastra las partículas de arena generándose la fluidificación del sedimento (Fig. 21c). Este ascenso de agua con sedimento produce en superficie, en ocasiones, unas estructuras denominadas volcanes de arena (Fig. 21c).

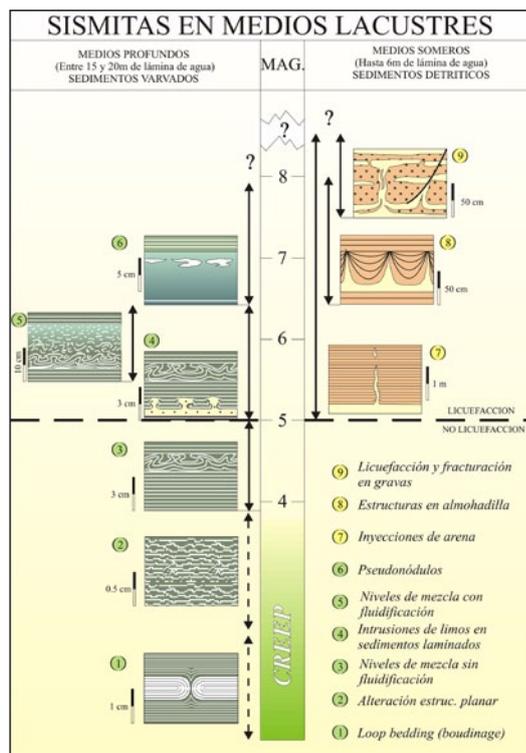


Fig. 22. Tabla de clasificación de sismitas lacustres diferenciadas en medios someros y profundos. El límite a la licuefacción está entre 5 y 5.5 (Modificada de Rodríguez-Pascua et al., 2000)

En profundidad (en sección), la morfología de las estructuras resultantes de los procesos de licuefacción-fluidificación puede variar significativamente de unas a otras. Esto es debido a que en su génesis entran en juego factores como la estratigrafía local, presentando múltiples morfologías. Todas estas estructuras pueden generarse con diferentes magnitudes sísmicas, pero existe un umbral que hay que superar para poder generar licuefacción, que es el de magnitud superior a 5 o 5.5 (Fig. 22).

En definitiva, las estructuras de licuefacción (sismitas) informan sobre la ocurrencia de un terremoto en una determinada región. Aunque es más complicado, en determinadas circunstancias también se pueden extraer conclusiones sobre la magnitud del terremoto ya que a mayor granulometría licuefactada mayor energía liberada. Por ejemplo, si se encuentran gravas licuefactadas, puede ser una evidencia de la ocurrencia de terremotos con una magnitud superior a 7.5. Finalmente, si las condiciones sedimentarias son buenas, se pueden delimitar zonas de igual deformación, de menor a mayor intensidad mostrando la posible zona epicentral donde se liberó la mayor cantidad de energía y donde debería situarse la falla sismogénica. Un buen ejemplo de ello es en la Cuenca de Acambay (Arco Volcánico Transmexicano), donde con esta técnica se localizó un paleoterremoto del Pleistoceno Superior (Fig. 23, Rodríguez-Pascua et al., 2010).

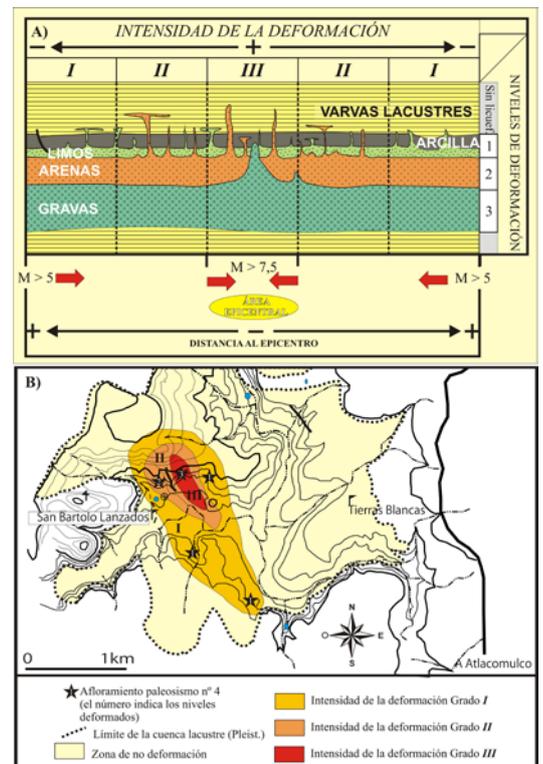


Fig. 23. Arriba: atribución de estructuras de licuefacción a un grado de intensidad en función de la litología y su distancia a la fuente sísmica. Abajo: mapa de distribución de estructuras de licuefacción en función del grado (intensidad de la deformación) en la cuenca de Acambay (Méjico), (Rodríguez-Pascua et al., 2010).

PALEOSISMICIDAD EN ESPAÑA

Los estudios de tectónica activa en España comienzan en los años 80 con trabajos descriptivos. A finales del siglo XX empiezan a publicarse trabajos sobre paleosismología que proponen parámetros sísmicos como tasas de deformación, periodos de recurrencia, magnitudes máximas, etc. Sin embargo, el aumento importante del número de trabajos se produce a partir de 2005, cuando varios grupos de investigación comienzan a aportar datos sobre paleoterremotos que completan el catálogo sísmico de nuestro país.

En octubre de 2010 se celebró la “1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología (contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica)”, durante la cual los equipos de investigación que trabajan en la Península Ibérica presentaron el estado de la cuestión de sus investigaciones en la Península. Los resúmenes extendidos de esta reunión pueden descargarse de: www.iberfault.org. Los autores han accedido a publicar dicha información en la Base de Datos de Fallas Activas de la Península Ibérica (<http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/>) gestionada por el Instituto Geológico y Minero de España, dentro del proyecto del Plan Nacional FASEGEO. Esta base de datos incluye también zonas atlánticas y mediterráneas adyacentes que permite obtener el marco tectónico de fallas activas que puedan afectar a las zonas continentales emergidas. Esta base de datos se encuentra en permanente actualización y aunque está aún lejos de aportar la imagen final de las fallas activas de la Península, constituye la base de datos más completa sobre fallas activas aplicables a los estudios de peligrosidad sísmica. Estos datos abren considerablemente el espacio temporal de observación y abarcan un ciclo sísmico completo como mínimo en la mayor parte de las fallas. Por este motivo la Base de Datos de Fallas Activas de la Península Ibérica es un buen exponente del estado del conocimiento actual sobre las fallas activas en España y constituye una herramienta a disposición pública para su aplicación en los estudios de peligrosidad y riesgo sísmico (Fig. 24).

Los primeros resultados de paleosismicidad basados en trincheras en la Península Ibérica se obtuvieron en la falla de El Camp, en Tarragona, alineada con la central nuclear de Vandellós. Allí el análisis geomorfológico detectó dos segmentos en la falla, siendo el más meridional el más reciente. El análisis paleosísmico, que incluyó hasta ocho trincheras y numerosas dataciones numéricas (14C, U/Th y TL), reveló la naturaleza sismogénica de la falla (considerada inactiva hasta el momento), con capacidad para producir terremotos de magnitud máxima Mw 6.7 y evidenció un mínimo de tres terremotos catastróficos en los últimos 125 ka.



Más recientemente han destacado los numerosos estudios centrados en el cinturón de cizalla de las Béticas orientales formado, de norte a sur, por las fallas de Bajo Segura (posiblemente la fuente sísmica del terremoto de Torrevieja de 1829, $I_{MSK}=X$), Carrascoy, Alhama de Murcia (fuente del terremoto de Lorca de 2011), Palomares y Carboneras. Los resultados demuestran el carácter sismogénico de las fallas estudiadas, una velocidad de deslizamiento mucho más elevada de lo previsto (en la falla de Carboneras se obtienen velocidades en sentido paralelo a la falla del orden de 1 mm/año), y magnitudes máximas esperables de hasta Mw 7.6.

Fig. 24. Mapa de fallas activas según la base de datos de fallas activas de la Península Ibérica.

CONCLUSIONES

La peligrosidad sísmica, que mide la probabilidad de que ocurra un terremoto de una magnitud dada en un punto durante un período de tiempo establecido, no puede basarse solamente en datos sísmicos instrumentales o históricos. Esto es especialmente cierto en zonas donde este registro histórico es muy corto o en zonas donde el ciclo sísmico es muy largo (como es el caso de la mayor parte de la Península Ibérica o en muchas zonas altamente pobladas del planeta).

El registro geológico analizado con técnicas neotectónicas y paleosísmicas permite observar períodos de tiempo suficientemente largos para cubrir uno o más ciclos sísmicos de las fallas incluso en zonas donde la deformación es lenta y, por tanto, los ciclos sísmicos (recurrencia) son muy largos. Esto hace que estos estudios sean imprescindibles en zonas como la Península Ibérica.

Caracterizar el potencial sísmico de una falla es una tarea multidisciplinar en la que se requieren datos sísmicos instrumentales, históricos, geomorfológicos, estructurales, estratigráficos, etc. El primer estadio para caracterizar la peligrosidad sísmica de una zona es realizar un estudio de tectónica

activa que permita detectar las fallas activas. La geomorfología es clave en dicha detección. Una vez localizadas las fallas activas su caracterización sísmica se realiza con un estudio paleosísmico de la zona de falla en superficie y del subsuelo (trincheras). Esto permite obtener parámetros sísmicos clave como la magnitud máxima esperable, la recurrencia media, el tiempo transcurrido desde el último terremoto, el salto por terremoto y la velocidad de deslizamiento de la falla, parámetros necesarios para establecer con realismo el valor de la peligrosidad en un punto. Los efectos secundarios producidos por un terremoto también pueden aportar datos relevantes. La paleosismología es actualmente una herramienta de uso extendido en la Península Ibérica con numerosos trabajos y resultados distribuidos por todo el territorio.

En la Península Ibérica se han identificado paleoterremotos y, por tanto, fallas capaces de volver a repetir estos terremotos catastróficos (falla de El Camp, Zona de cizalla de las Béticas Orientales, etc). Se trata en su mayoría de fallas lentas que tienen una recurrencia muy larga (hasta unos 15000 años, en el caso de la falla de El Camp y menor en el caso de las Béticas). Esta baja velocidad hace suponer que otras fallas sismogénicas hayan podido permanecer silenciosas durante el periodo histórico y, por tanto, hayan sido subestimadas en los cálculos de peligrosidad sísmica. Es por esta razón que los estudios paleosísmicos y de tectónica activa se hacen imprescindibles en este contexto: es necesario observar una ventana de tiempo mucho más amplia que la que ofrece el registro sísmico instrumental o histórico para analizar, al menos, un ciclo sísmico entero.

Los resultados paleosísmicos y de tectónica activa conseguidos hasta el momento se pueden consultar, de forma más detallada, en la base de datos de fallas activas de la Península Ibérica. Sin embargo, es necesario intensificar estos estudios para conocer de la mejor manera posible las fallas activas que aún quedan por descubrir, así como caracterizar su comportamiento si queremos que los mapas de peligrosidad sísmica, en los que se basan las normas de construcción sismorresistente, sean cada vez más representativos del verdadero potencial destructivo de nuestras fallas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de diversos proyectos de investigación en los que han participado los autores: EVENT (CGL2006-12861-Co2-01/BTE), SHAKE (CGL2011-30005-Co2-01/BTE), El programa Consolider-Ingenio 2010 (CSD2006-0004 "Topo-Iberia"), y GEOTACTICA (CGL2009-14405-Co202-BTE) financiados por el Ministerio Español de Educación y Ciencia.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P., Espinosa, J., Falcés, S., García-Tortosa, F.J. y Jiménez-Espinosa, R. (2007). Actividades didácticas con Google Earth. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.1, 2-15.
- Darwin, Ch. (1945). Viaje de un Naturalista Alrededor del Mundo. Buenos Aires. Ed. Ateneo 618 p. Reedición del original escrito en 1845.
- Delgado, J. (2011). Efectos geotécnicos de los terremotos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 276-288.
- Gibert, G.K. (1884). A theory of the earthquakes of the Great Basin. *American Journal of Science*, 27, 49-53.
- King, C. y Kennet, P. (2010). "Darwin Geólogo": una selección de actividades de Earthlearningidea y Earth Science Education. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 18.2, 182-193.
- Koto, B. (1893). On the cause of the great earthquake in central Japan. *Journal of College of Science, Imperial University, Japan*, 5, 296-353.
- Lawson, A.C., Chairman, 1908, The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission: Carnegie Institution of Washington Publication 87, 2 vols.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Geologica Acta*, 36, 315-327.
- Martínez-Díaz, J.J. (2011). El terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011: características geológicas de un terremoto pequeño pero catastrófico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3, 362-364.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P., (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary. Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *J. Geophys. Res.*, 109, 1-17.
- McCalpin, J. (2009): *Paleoseismology*, 2nd Edition. Academic Press, 848pp. ISBN: 9780123735768.
- McKay, A. (1886). On the geology of the eastern part of Marlborough Provincial District. *N. Z. Geol. Surv., Rep. Geol. Explor.*, 17, 27-136.
- Ortuño, M., E. Masana, E. García-Meléndez, J.J. Martínez-Díaz, P. Štěpančíková, P. P. Cunha, R. Sohbat, C. Canora, J.-P. Buylaert, A. S. Murray (2012): An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic Shear Zone, Spain). *Geol. Soc of Am. Bull.* En prensa
- Pantosti, D., and Yeats, R. S. (1993). Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Ann. Geofis.* 36(3-4), 237-257.
- Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake. In *The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission*, vol. 2, pp. 1-192. Carnegie Institution, Washington, DC.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 1.4, 117-135.
- Sequeiros, L. (1996). Darwin como geólogo: sugerencias para la enseñanza de las Ciencias de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 4.1, 21-29. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 4 de julio de 2011 y aceptado definitivamente para su publicación el 30 de septiembre de 2011.